Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdena - Borgo Val di Taro - Valmozzola Provinz Parma / Nordapennin

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Karl-Heinz Schulze

aus Berlin

1965

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen Valdena - Borgo Val di Taro - Valmozzola Provinz Parma / Nordapennin

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Karl-Heinz Schulze

aus Berlin

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter

II. Referent: Prof. Dr. K.-R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 24.2.1965

Tag der Promotion: 31. JULI 1965

R. UNIV. BIBLIOTHEEK LEIDEN

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
	VORWORT	
I	EINLEITUNG	
1	Lage und Beschreibung des Aufnahmegebietes . .	9
2	Kartenunterlagen	10
3	Historischer Überblick	11
4	Problemstellung	14
II	STRATIGRAPHIE	15
5	Unterkreide	
5.1	'Rio Zerbio-Kalke', 'Mergel von il Poggio' und 'Breccien-Serie von Roccamurata' im Verhältnis zu der 'Argille scagliose' älterer Autoren	16
5.2	Rio Zerbio-Kalke	18
5.3	Mergel von il Poggio	20
6	Gruppe der Sedimente des oberen Alb bis mittleren Turon	22
6.1	Breccien-Serie von Roccamurata	22
6.11	Lithologischer Typ I	22
6.12	Lithologischer Typ II	25
6.13	Lithologischer Typ III	27
6.131	Serpentinit	28
6.132	Spilit	29
6.133	Ophicalcite	31
6.14	Lithologischer Typ IV	31
6.15	Entstehungsbedingungen der Breccien-Serie . .	34
6.16	Alter der Breccien-Serie	36
6.2	Ostia-Sandstein - Gruppe	38
6.21	Ostia-Sandstein von Ostia	39
6.22	Ostia-Sandstein der Pontolo-Serie	41
6.23	Ostia-Sandstein der Ghiare-Mattogno-Serie . .	43
6.24	Einschaltung von Ostia	44
6.25	Fazielle Vertretung des Ostia-Sandsteines . .	46
6.26	Alter des Ostia-Sandsteines	46

		Seite
6.3	Monte Gottero-Sandstein	48
6.31	Buntschiefer des Monte Gottero-Sandsteines	51
6.32	Alter des Monte Gottero-Sandsteines	52
6.4	Buntschiefer-Ausbildungen und Pontolo-Serie	53
6.41	Buntschiefer-Ausbildungen	53
6.42	Pontolo-Serie	55
6.421	Ausbildung I	56
6.422	Ausbildung II	58
6.423	Ausbildung III	58
6.424	Ausbildung IV	59
6.425	Alter der Pontolo-Serie	60
6.426	Fazies und Mächtigkeit der Pontolo-Serie	61
6.5	Ghiare-Mattogno-Serie	63
6.6	Fazies der Sedimente des oberen Alb bis mittleren Turon	68
7	Obere Oberkreide Valmozzola-Alberese und Barca-Alberese	75
7.1	Gemeinsame lithologische Eigenschaften	76
7.2	Tektonische und stratigraphische Zusammenhänge	78
7.21	Valmozzola-Alberese	78
7.22	Barca-Alberese	79
8	Tertiär	82
8.1	Tertiär des Fensters von Valdena	82
8.11	Kalk-Ton-Serie	83
8.111	Petrignacola-Sandstein	84
8.112	Kalke vom Typ 'Groppo del Vescovo'	85
8.113	Kalke von Rovinaglia	85
8.114	Alter der Kalk-Ton-Serie	87
8.12	Macigno von Valdena	88
8.2	Tertiär von Ghiare	90
8.3	Der 'Tongriano' - Komplex	93
8.31	Monte Piano-Mergel	94
8.32	Monte Barigazzo-Sandstein	96
8.33	Olisthostrom von Vettola	97
8.34	Alter des 'Tongriano' - Komplexes	98

Seite

8.4 Fazies der tertiären Sedimente 100

III TEKTONIK 103

9 Tektonische Gliederung des Aufnahmegebietes

9.1 "Autochthon" 103
9.2 Allochthon I (Liguriden I) 104
9.3 Allochthon II (Liguriden III) 104
9.4 Allochthon III 105
9.5 Allochthon IV 108

10 Tektonische Synthese 111

IV QUARTÄR 115

V ZUSAMMENFASSUNG 116

VI RIASSUNTO 119

VII LITERATURVERZEICHNIS 123

VIII ANHANG

Lebenslauf
Geologische Karte des Gebietes zwischen Valdena - Borgo Val di Taro - Valmozzola
Profiltafel zur geologischen Karte

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546513_0020

V O R W O R T

Als Beitrag zu den Arbeiten des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Freien Universität Berlin im Nordapennin enthält diese Dissertation die Ergebnisse der in den Jahren 1961-64 durchgeführten Untersuchungen eines Gebietes im mittleren Abschnitt des Gebirges.

Für die Themenstellung und die stete Förderung der Arbeit möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. Max Richter, meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Bei der Geländearbeit und der Ausarbeitung der gewonnenen Erkenntnisse im Institut unterstützten mich die Herren Dr. K.-J. Reutter, vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Freien Universität Berlin, und Dr. C.W. Sames, von der Bundesanstalt für Bodenforschung in Hannover. Ihnen möchte ich an dieser Stelle danken.

Für die Bestimmung der tertiären Mikrofaunen sei Herrn Dr. A. von Hillebrandt, Technische Universität Berlin, ebenfalls gedankt.

I EINLEITUNG

1 Lage und Beschreibung des Aufnahmegebietes

Die Auswahl des ca. 170 qkm umfassenden Aufnahmegebietes erfolgte unter dem Gesichtspunkt, die von K.-J. REUTTER (1960) und C.W. SAMES (1960) nördlich und südlich Bedonia (Provinz Parma) untersuchten Verhältnisse ligurischer und toskanischer Serien nach E zu verfolgen. Von den zahlreichen Möglichkeiten wurde ein Gebiet im mittleren Verlauf des Taro-Tales (Provinz Parma) bevorzugt, da sich, neben bereits bekannten Serien, nur in diesem Bereich des Nordapennins aufgeschlossene Gesteine befinden. Ein weiterer Gesichtspunkt zur Auswahl des Aufnahmegebietes ist das Vorkommen dieser Gesteine in einem Übergangsbereich von Sedimenten ligurischer Fazies im SW und emilianischer Fazies im NE (K.-J. REUTTER und C.W. SAMES, 1964).

Die Westgrenze des Aufnahmegebietes bilden einmal die Sandsteine und Mergel des 'Tongriano', die auch mit einer 100-200 m hohen Steilkante über den weicheren Gesteinen des Untergrundes eine natürliche morphologische Begrenzung des Gebietes bieten. Zum anderen richtet sich der

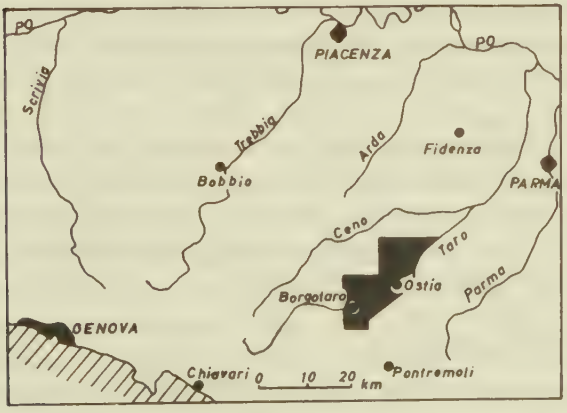


Abb.1 Lage des Aufnahmegebietes

weitere Verlauf der Westgrenze nach geologischen Gesichtspunkten und endet im Raume Valdena.

Um einen Teil des Monte Gottero-Sandstein - Komplexes und die Fortsetzung der Hauptserien des Taro-Tales nach S zu erfassen, wurde die SE-Grenze aus dem Raum Valdena in nordöstliche Richtung gelegt. Sie erreicht den Taro im nordöstlichen Abschnitt des Gebietes, von wo aus der weitere Verlauf des Flusses das Gebiet begrenzt.

Ungünstige Aufschlußbedingungen und der Aufbau größerer Areale nur vom Ostia-Sandstein ließen die Begrenzung des Aufnahmegebietes nördlich des Torrente Mozzola gerechtfertigt erscheinen.

Mit diesem Umriß schließt das Arbeitsgebiet einen von SW nach NE gerichteten, 22 km langen Abschnitt des Taro ein. Als tiefstes Element des Reliefs besitzt der Fluß bei seinem Eintritt im SW des Gebietes eine Höhenlage von 420 m ü.N.N. und überwindet bis zu seinem Austritt im NE einen Höhenunterschied von 170 m.

Die höchste Erhebung bauen die Gesteine des 'Tongriano' mit dem 1284 m hohen Monte Barigazzo im NW des Gebietes auf. Im S folgt der 1250 m hohe Monte Borraccia aus Monte Gottero-Sandsteinen. Nur 2 km östlich dieses Berges, außerhalb des Aufnahmegebietes, befindet sich der 1549 m hohe Monte Molinatico als hochster Berg der weiteren Umgebung.

Im Bereich dieser beiden Berge schneidet die SE-Grenze des Arbeitsgebietes die Wasserscheide zwischen dem Entwässerungssystem des Taro (Po und Adria) und dem des Magra (Tyrrhenis).

Gute Aufschlußverhältnisse herrschen am nordwestlichen Taro-Talhang vor und wiederholen sich nordlich des Torrente Mozzola. Diese besonders durch die Sonneneinstrahlung bedingten Verhältnisse treten an den vegetationsreicheren Nordhängen der Wasserscheiden zurück.

2 Kartenunterlagen

Die Geländeaufnahme erfolgte auf photographischen Vergrößerungen der Meßtischblätter (1:25 000) Bardi, Varsi, Porcigatone, Valmozzola, Borgo Val di Taro und Passo della Cisa des Blattes 84 der 'CARTA d'ITALIA' des Istituto

Geografico Militare und wurde im Maßstab 1:12 500 vorgenommen.

Als geologische Kartenunterlagen standen das von F. SACCO 1930-31 revidierte 'Blatt Pontremoli' der 'CARTA GEOLOGICA d'ITALIA' im Maßstab 1:100 000, die 'GEOLOGISCHE KARTE des NORD-APENNINS' im Maßstab 1:1 000 000 von G.MERLA (1957) und die vom geologischen Dienst der AGIP MINERARIA 1961 herausgegebene 'CARTA GEOLOGICA dell'APPENNINO SETTENTRIONALE' zwischen den Tälern des Arda und des Reno im Maßstab 1:100 000 zur Verfügung.

3 Historischer Überblick

In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts fanden alle Gesteine des Nordapennins nördlich der Apuaner Alpen ihre stratigraphische und tektonische Deutung in der Annahme einer mächtigen und in harmonische Falten gelegten, autochthonen, eozänen Abfolge, die über dem Mesozoikum der Apuaner Alpen mit Nummulitenkalken an der Basis begann und sich über die Sandsteine des Macigno, den chaotischen Kalken und Schiefern mit Ophiolithen und Radiolariten der "Argille scagliose" sowie den Kalksandsteinen und Kalkmergeln des Alberese fortsetzte (B. LOTTI, D. ZACCAGNA und C. DE STEFANI).

Stellte jedoch F. SACCO (1891) durch Funde kretazischer Fossilien in bestimmten Teilen der Argille scagliose die stratigraphische Regelmäßigkeit dieser eozänen Abfolge in Frage, so nahm G. STEINMANN (1907) aufgrund der an vielen Stellen zu beobachtenden tektonischen Überlagerung des tertiären Macigno durch die von ihm ebenfalls in das Mesozoikum gestellte Ophiolith-Formation ("Argille scagliose") einen ausgedehnten Deckenbau im alpinen Sinn an. Nach dieser Hypothese wurden die Sedimente eines toskanischen Faziesraumes in der Toskana von den Sedimenten eines ligurischen Faziesraumes in der Tyrrhenis (Ophiolith-Formation als 'Ligurische Decke') überschoben, wobei die Fortbewegung bis an den Rand der Po-Ebene vonstatten gegangen sein sollte. Neben der vielfachen tektonischen Überlagerung der Sedimente wurde die Annahme eines Deckenbaues besonders durch die Abwesenheit von Förderkanälen in dem

Macigno für die Ophiolithe der Argille scagliose im Hangenden sowie durch den allgemein vorherrschenden chaotischen Charakter der betreffenden Sedimente unterstützt.

Unabhängig von diesen Untersuchungen, jedoch aus ähnlichen Gründen, vertrat zu gleicher Zeit DE LAUNAY die Allochthonie großer Teile der Argille scagliose.

Fand auch die Postulierung eines Deckenbaues sowie die Annahme zweier Faziesräume immer wieder Bestätigung und weitgehende Verfeinerung (O. LUDWIG, R.B. BEHRMANN, L. KOBER, J. SCHNEIDER, H.W. QUITZOW, R. TEICHMÜLLER, N. TILLMANN u.a.), so blieb die eigentliche Ursache der Bewegungen sowie deren Ausmaß und Richtung bis heute umstritten.

So erklärte P. DE WIJKERSLOOTH (1934) mit Hilfe der Undationstheorie die Bewegung ligurischer Sedimente und deren Tektonik als Folge einer Aufwölbung im Raume der heutigen Tyrrhenis und einer dadurch bedingten Gleitung der Sedimente an deren Flanken aufgrund der Schwerkraft.

Um der komplexen Natur der Tektonik des Nordapennins gerechter zu werden, wurde die Hypothese P. DE WIJKERSLOOTHs von C.I. MIGLIORINI (1948) und G. MERLA (1952) dahingehend erweitert, die eigentliche Ursache der Bewegungen in einer Kompression zu suchen, welche eine komplexe, keilförmige Zerlegung der Erdkruste (cunei composti) an fächerartig angelegten Störungen verursachte. Dadurch entstanden nacheinander vom oberen Oligozän bis zum Pliozän und von SW (Tyrrhenis) nach NE fortschreitend sechs bis sieben Aufwölbungszonen (rughe = Runzeln) im Nordapennin, von denen die Argille scagliose mit den jüngeren ligurischen Sedimenten in nordöstlicher Richtung als orogene Bergstürze (C.I. MIGLIORINI, 1933 und M. ANELLI, 1938), wiederum infolge der Schwerkraft, abgleiten mußten.

In Erweiterung des tektonischen Bauplanes G. MERLAs unterschieden P. ELTER, E. GIANNINI, M. TONGIORGI und L. TREVISAN (1960) mit einer 'ultranappistischen' Hypothese vier nichtmetamorphe Decken mehrerer Sedimentationströge in dem Raume der heutigen Tyrrhenis, welche die metamorphen, mesozoischen bis tertiären autochthonen Sedimente der Apuaner Alpen überfahren haben sollten.

R. STAUB (1951) versuchte - in Analogie zu den Alpen - die häufig zu beobachtenden W-Vergenzen im Nordapennin durch einen von NE nach SW gerichteten Deckenschub zu erklären.

Wegen des mechanischen und räumlichen Mißverhältnisses sowie lokaler Beobachtungen wurden zu gleicher Zeit derartig weite Deckenüberschiebungen abgelehnt.

So sieht L.U. DE SITTER (1956) in einigen Apenningesteinen nur eine Parautochthonie, welche durch die Plastizität besonders der tonigen Sedimente der Argille scagliose verursacht sein sollte. Bei der Kompression des Gebirges reagierten diese Sedimente in Form großer Diapire, die ihre Bedeckung durchbrachen und sich an der Oberfläche über jüngere Gesteine ergossen.

Ferner vergleicht M. RICHTER (1960) aufgrund regionaler Untersuchungen die Liguriden mit dem Unterostalpin, welches extern vom Oberostalpin zu suchen ist und um dieses herum durch die Po-Ebene in den Apennin einschwenkt. Die "Ligurische Decke" liegt demnach genau da, wo der ligurische Trog lag.

Überschiebungen bis zu 50 km sind jedoch damit im Nordapennin nicht ausgeschlossen. Die Mechanik dieser Vorgänge beruht aber nach M. RICHTER (1963) auf dem starken Wechsel zwischen kompetenten (Alberese) und inkompetenten (Argille scagliose) Gesteinen, wobei die letzteren zu einer disharmonischen Faltung ("Darunterweg - Faltung") mit anschließender diapirischer Tektonik neigen und damit die kompetenten Gesteine des Hangenden zu Brüchen und Gleitungen zwingen. Im Gegensatz zur alpinen Deckentektonik liegt im Endzustand keine einheitliche Decke vor, sondern weitgehend aufgelöste Einheiten der kompetenten Gesteine bestimmen das tektonische Bild.

Im Zusammenhang mit diesen Untersuchungen M. RICHTERs wurde von K.-J. REUTTER (1961) die stratigraphische Abfolge des Flysches im Ligurischen Apennin aufgestellt, und C.W. SAMES (1963) verfolgte die Verhältnisse der Flyschserien nach N in das Gebiet zwischen Bobbio und Berceto.

Aufgrund dieser Arbeiten gliederten K.-J. REUTTER und C.W. SAMES (1964) den Nordapennin in drei verschiedene

Faziesräume auf, wobei dem seit G. STEINMANN (1907) bekannten Ligurikum und Toskanikum im östlichen Bereich der Liguriden STEINMANNs ein emilianischer Faziesraum (Emilianikum) entgegengestellt wird. Damit entfällt der weitangelegte Bau der 'Ligurischen Decke' zugunsten eines Systems nicht so weitreichender Gleitdecken und Schuppen.

Eine speziell auch auf das Aufnahmegebiet bezogene Arbeit der AGIP MINERARIA (M. PIERI, 1961) stellt eine Modifikation der von F. SACCO (1930-31) durchgeführten Kartierung unter neuen stratigraphischen Gesichtspunkten und mit der tektonischen Konzeption G. MERLAs (1952) dar. Auf diese Arbeit soll in den einzelnen Kapiteln näher eingegangen werden.

4 Problemstellung

Unter allen genannten Gesichtspunkten war es die Aufgabe der vorliegenden Kartierung:

1. die von K.-J. REUTTER und C.W. SAMES 1960 abgeschlossenen Untersuchungen im Gebiet südlich und nördlich Bedonia (10 km westlich des Aufnahmegebietes) nach Osten fortzuführen,
2. eine neue stratigraphische Abfolge aufzustellen,
3. die tektonische Stellung dieser Sedimente zu klären sowie
4. die gewonnenen Ergebnisse mit den Verhältnissen in dem toskanischen, ligurischen und emilianischen Faziesraum zu vergleichen.

II STRATIGRAPHIE

Der ausgesprochene Flyschcharakter der Sedimente des Arbeitsgebietes sowie deren starke tektonische Beanspruchung bildeten bis in die neuere Zeit hinein die Hauptschwierigkeiten einer Differenzierung dieser Gesteinskomplexe.

So waren es einmal der Mangel an einer reichen, leicht erreichbaren Fauna in den einzelnen Sedimenten zusammen mit sich ähnelnden Sedimentbildern und zum anderen auch die bereits genannten tektonischen Konzeptionen, welche immer wieder zu der Aufgliederung der Sedimente des Aufnahmegebietes in nur vier zeitlich und petrographisch unterscheidbare Typen Veranlassung gaben:

1. Argille scagliose (Unterkreide),
2. Alberese (Oberkreide),
3. Macigno (Tertiär),
4. 'Tongriano' (Tertiär).

Dieser Unterscheidung schließen sich mit geringen zeitlichen und nomenklatorischen Variationen die Arbeiten von F. SACCO (1930-31), G. MERLA (1957) und M. PIERI (1961) an.

Die in neuerer Zeit an vielen Stellen des Nordapennins durchgeführten Untersuchungen erbrachten jedoch eine weitgehende Aufsplitterung besonders der unter dem Begriff 'Argille scagliose' zusammengefaßten Sedimente, so daß sich zusammen mit diesen Ergebnissen und der Lage des Gebietes zwischen drei Faziesräumen eine Neugliederung der Gesteine als notwendig erwies.

So wurde der in diesem Gebiet nur vorhandene zeitliche Abschnitt zwischen der mittleren Kreide und dem älteren Tertiär jeweils aus paläontologischen und petrographischen Gründen in 19 Einheiten aufgegliedert. Der komplexe Charakter der Flyschgesteine wurde damit zwar nicht beseitigt, jedoch konnten wesentlich eindeutigere fazielle und tektonische Ergebnisse erzielt werden. (s. stratigraphische Übersicht, S.102)

5 UNTERKREIDE

5.1 'Rio Zerbio-Kalke', 'Mergel von il Poggio' und 'Breccien-Serie von Roccamurata' im Verhältnis zu der 'Argille scagliose' älterer Autoren

Bestimmte stratigraphische, paläontologische und strukturelle Merkmale ließen es notwendig erscheinen, drei im Aufnahmegebiet bislang als 'Argille scagliose' zusammengefaßte Ausbildungen voneinander zu trennen, und ihre besondere Stellung herauszuarbeiten. Es handelt sich dabei um

1. eine Wechsellagerung von Kalken und Schiefern, wie sie besonders im nördlichen Gebiet auftritt;
2. vorwiegend schuppige Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken und Kalkareniten (1 km SE Borgo Val di Taro) und
3. meist in chaotischer Ausbildung und mit Ophiolithen zusammen vorkommende Kalke und Schiefer, die im östlichen Aufnahmegebiet besonders gut im Bereich von Roccamurata bis Pieve di Gusaliggio aufgeschlossen sind und ferner noch am Monte Ghiaro, südlich Borgo Val di Taro, vorkommen.

Alle drei Ausbildungen wurden von F. SACCO (1930-31) unter der Bezeichnung 'Asc': 'Argilloscisti (Galestri l.s.) e Argille scagliose con Nemertiliti, Inocerami ecc., ed interstrati arenacei e calcarei (Calcare alberese str.s.) a Calpionella' (mit Serpentiniten, Diabasen, Ophicalciten, Breccien und Graniten) in das Blatt Pontremoli der CARTA GEOLOGICA d'ITALIA aufgenommen und in die Kreide gestellt.

Um den geologischen Verhältnissen des Aufnahmegebietes gerecht zu werden, ist jedoch die für diesen Raum des Nordapennins gültige Bezeichnung 'Argille scagliose' unzureichend. Sie ist petrographischen Ursprungs und diente zur Bezeichnung eines tonigen Sedimentes, welches unter geringer mechanischer Beanspruchung in mehr oder weniger reguläre, rhombische Schieferprismen ('scaglie') zerfällt. BIANCONI, der wahrscheinlich den Ausdruck einführte, und BOMBICCI (beide im vorigen Jahrhundert mit der Geologie des emilianischen Apennins beschäftigt) benutzten diese Bezeichnung bereits für Serien, deren Hauptmasse aus Schiefern bestand, welche die oben erwähnten Eigenschaften be-

saßen ("argille a 'scaglie'" - "argille scagliose").

Wie bereits dargelegt wurde, faßten G. STEINMANN (1907) und seine Nachfolger jungmesozoische, fossilarme Schiefer, Kalkbänke und Grün-Gesteine unter der Bezeichnung 'Ophiolith-Formation' zu einer 'Ligurischen Decke' zusammen und korrigierten damit das eozäne Alter der "Argille scagliose" nach D. ZACCAGNA und B. LOTTI sowie die Stellung dieser Sedimente zum Eozän nach F. SACCO und P. PRINCIPI.

In Verbindung mit der Hypothese von Aufwölbungszonen (s. Kap. 3) wurde der Begriff 'Argille scagliose' in neuerer Zeit mit der Vorstellung einer für den Nordapennin typischen 'tektonischen Fazies' verbunden (G. MERLA, 1952). Seit dieser Zeit blieb der Ausdruck nicht nur auf den Nordapennin beschränkt, sondern fand auch auf chaotisch ausgebildete Komplexe unterschiedlichen Alters und in verschiedenen Zonen des Apennins und Siziliens Anwendung.

Seit dem IV. Welt Petroleum Kongreß in Rom (1955) wurde mit der Einführung der Begriffe 'Olisthostrom' und 'Olistholith' (G. FLORES, Gulf Oil) und in Verbindung mit der Vorstellung über die Bildung von 'turbidity currents' die Entstehung gewisser Teile der Argille scagliose unter dem Gesichtspunkt resedimentärer Prozesse betrachtet.

Die Diskussion über Ursache und Herkunft dieser Sedimente sowie Umfang und Reichweite ihrer Bewegungen ist damit noch nicht abgeschlossen (Tagung der SOCIETA' GEOLOGICA ITALIANA über das Thema: "Le Argille scagliose ed i terreni in facies di flysch nell'Appennino" - 1956; L.U. DE SITTER, 1956; M. RICHTER, 1960 und 1963).

Die von der AGIP MINERARIA (M. PIERI, 1961) speziell auch für die drei oben erwähnten Ausbildungen des Arbeitsgebietes eingeführte Bezeichnung 'Alloctono indifferenziato': "Argille varicolori ofiolitifere, in parte continue con Calcari di Monte Dosso, in parte costituite da frammenti tettonizzati mal riconoscibili di Marne di Monte Piano, Calcari di Monte Dosso e Marne di Antognola" (Kreide) stellt eine Neutralisierung der von F. SACCO (1930-31) auch auf diesen Bereich angewandten Bezeichnung 'Argille scagliose' dar in bezug auf einen heterogenen tektonisierten Komplex im Sinne G. MERLAs und bezeichnet daher kein einheitliches Sediment.

Um die Verhältnisse des Aufnahmegebietes deutlicher herauszustellen, wurde die Bezeichnung 'Argille scagliose' vermieden und nach Typuslokalitäten für die erste Ausbildung die Bezeichnung 'Rio Zerbio-Kalke' (Rio Zerbio: Bach nordwestlich Ostia), für die zweite 'Mergel von il Poggio' (il Poggio: Gehöfte, 1 km SE Borgo Val di Taro) und für die dritte 'Breccien-Serie von Roccamurata' (Roccamurata: Bahnstation im mittleren Taro-Talabschnitt) eingeführt.

Da die regionale Anwendung dieser drei Bezeichnungen jedoch beschränkt sein wird, können die Ausbildungen 1 und 2 auch als 'Argille mit Palombino-Kalken' und die Ausbildung 3 als 'chaotische Argille mit Palombino-Kalken und Ophiolithen' charakterisiert werden.

Funde mittel- und oberkretazischer, resedimentierter Faunen in der Ausbildung 3 sowie ein ausgeprägter resedimentärer Charakter dieser Gesteine ließen es notwendig erscheinen, die Breccien-Serie von Roccamurata als ein Sediment der Oberkreide anzusprechen, so daß damit die Einordnung dieser Serie in die 'Gruppe der Sedimente des oberen Alb bis mittleren Turon' notwendig wurde. (s. Kap. 6.1)

5.2 Rio Zerbio-Kalke ('Argille mit Palombino-Kalken')

Die Kalke und Schiefer dieser Folge verlaufen als ein etwa 200-400 m breiter Streifen aus dem Bereich des Rio Zerbio, 800 m NW Ostia, in nordöstlicher Richtung bis zum Rio Testanello, ehe sie ganz unterdrückt werden. Die Hauptmasse der Kalke erscheint erst wieder 3,5 km weiter im N, wo sie als ein etwa 1 km breiter Streifen von Roncotasco aus in nördlicher Richtung bis in das Tal des Torrente Pessola aufgeschlossen ist.

Die damit angedeutete Position der Rio Zerbio-Kalke zwischen der Pontolo-Serie und dem Ostia-Sandstein wird im östlichen Grenzbereich dieser beiden Serien (Rio Testanello, Castoglio, Branzone, Granara und Mormorola) nur noch durch wenige kleine Vorkommen im Tal des Rio Roncomale (600m SE Branzone), bei Calcaila, am Ostrand des Bergsturzes westlich Moreschi und südlich Mormorola angezeigt.

So verschiedenartig das Sedimentationsbild dieser Folge

auch erscheinen mag, handelt es sich jedoch ausschließlich um Kalke und Schiefer wechselnder Mächtigkeit.

Die hellgrau-braun angewitterten, harten Kalkbänke besitzen im frischen Anschlag ebenfalls eine graue bis hellgrau-braune Färbung. Zusammen mit den zahlreichen feinen Kalzitadern, welche die Kalke unregelmäßig durchziehen, wird allgemein ein palombinokalkähnlicher Charakter angedeutet. Das Gros der Bänke ist 25-50 cm mächtig, und nur in seltenen Fällen wird eine Mächtigkeit bis zu 2 m erreicht. Die dazwischenliegenden, grau-schwarzen Schiefer sind entsprechend mächtig. Kalkarenite wurden nur an wenigen Stellen beobachtet.

Eine besondere Stellung nehmen Kalke und Schiefer an der Mündung des Rio Testanello ein (etwa 1 km SW Roccamurata). Ihrer Ausbildung nach können sie den Rio Zerbio-Kalken gleichgestellt werden, da es sich ebenfalls um eine Wechselfolge von 20-40 cm mächtigen, dichten, grauen und harten Kalkbänken mit etwa gleichmächtigen, schwarzen Schiefern handelt. Die Kalkbänke besitzen jedoch zum Teil eine bis 5 cm mächtige Kalkarenitbasis mit Andeutungen von Unterflächenmarken. Im Dünnschliff dieser Bankanteile liegen vor:
Schliff II 315 -Kalkarenit-

Grundmasse: dicht, karbonatisch.
Max.Korngr.: 0,8 mm.
Bestandteile: hauptsächlich ovale, mit einem dunklen Saum versehene Karbonatbrocken; zurücktretend unfrische Plagioklase, eckiger, meist undulös auslöschender Quarz (Ø ± 0,3 mm), Ophiolithschutt.

Die gesamte, 10-15 m mächtige Kalk-Schiefer-Folge ist an dieser Stelle nur leicht verfaltet und zwischen Ostia-Sandstein eingeklemmt.

Etwa 200 m nordöstlich der Rio Testanello-Mündung, ebenfalls auf der linken Taro-Talseite, befindet sich ein weiteres 8 m mächtiges Paket dieser Folge. Sind auch die Kontakte zum Nebengestein nicht deutlich genug aufgeschlossen, so ist jedoch erkennbar, daß sich die Folge jeweils im Liegenden des Ostia-Sandsteines befindet, und die Kontakte tektonisch überprägt erscheinen.

Charakteristisch für die Rio Zerbio-Kalke ist ihre im gesamten aufgeschlossenen Bereich zu beobachtende starke Tektonisierung. Als Folge dieser Beanspruchung bildeten

die Kalkbänke Faltenschlingen und Boudinagen aus, und auch die starke Durchsetzung der Bänke mit Kalzitadern ist auf diese Beanspruchung zurückzuführen. Graugrüne Spiegelflächen können auf den Kalken häufig beobachtet werden.

Die maximale Mächtigkeit der Rio Zerbio-Kalke beträgt 250 m.

Das Alter dieser Kalke und Schiefer kann nur annähernd angegeben werden.

Auffallend häufig wurden kalzifizierte und pyritisierte Radiolarien beobachtet.

Daneben konnten in dem Bereich des Bergsturzes 1,2 km östlich Castellaro (im N des Gebietes) mit dem

Schliff II 177 -Kalkarenit-

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
?Planomalina sp.
?Ticinella sp.
Radiolarien

aufgefunden werden.

Die Kalkarenitbasen der Kalke an der Rio Testanello-Mündung sind mit

Schliff II 315

Lenticulina sp.
Lagenidae
Calpionellen in umgelagerten Kalkbrocken

einer fraglichen Unterkreide zuzuordnen.

Die völlige Abwesenheit autochthoner Tintiniden schließt ein oberjurassisches Alter der Rio Zerbio-Kalke aus. Auch müßte in Analogie zu den anderen Serien des Gebietes eine relativ gute Oberkreidefauna durchaus zu erwarten sein.

Da die im Schliff II 177 aufgefundene Fauna Alb anzeigt, ein ähnlicher Fund sich jedoch in den südlichen Vorkommen der Rio Zerbio-Kalke nicht wiederholte, kann für das Alter der Rio Zerbio-Kalke das obere Neokom bis Alb nur angenommen werden.

5.3 Mergel von il Poggio ('Argille mit Palombino-Kalken')

Die Mergel von il Poggio beschränken sich in ihrem Vorkommen auf ein etwa 1 qkm großes Gebiet, 1 km südöstlich Borgo Val di Taro.

Im Gegensatz zu den Rio Zerbio-Kalken besteht der überwiegende Teil dieses Sedimentes aus grau-braunen Mergeln, welche auf eine tektonische Überprägung in Form einer geringen schuppigen Schiefrigkeit reagierten.
Grau-braun angewitterte und im frischen Anschlag graue, rissige, bis 50 cm mächtige Kalkbänke sind stets in den Mergeln eingeschaltet, treten jedoch im Verhältnis zu deren Mächtigkeit zurück. Auffällig sind die häufig vorkommenden, regelmäßig angelegten Kanten an den Kalkbankoberflächen, eine Erscheinung, die auf die geometrische Anlage der Sprünge in den Kalkbänken zurückzuführen ist und im Zusammenhang mit der denach gerichteten Anwitterung steht.

Bis 75 cm mächtige Kalksandsteine sowie stellenweise angehäuft auch Kalkarenite sind ein weiteres, jedoch zurücktretendes Charakteristikum der Mergel von il Poggio:

Schliff II 124 -Subgrauwacke-

mit eckigen, undulös auslöschenden und teilweise eine Mörtelstruktur zeigenden Quarzkörnern (max. Ø 0,16 mm).

Schliff II 132,1 -Kalkarenit-

mit wenigen, bis 0,16 mm großen Quarzkörnern und wenig Glimmer.
Die Kalkbruchstücke (?Calpionellen-Kalk) sind gut abgerundet und durchschnittlich 0,1 mm groß.

Das Alter der Mergel von il Poggio steht in Beziehung mit dem der Rio Zerbio-Kalke. Fehlt auch ein ausgeprägter Radiolarienreichtum, so wird mit

Schliff II 307,1 -Spatit-
II 307,2

Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Radiolarien,

ohne Berücksichtigung einer möglichen Umlagerung der Fauna, Alb angezeigt.

Die Mächtigkeit der Mergel von il Poggio beträgt maximal etwa 100 m.

Bezüglich des Ausbildungscharakters der Rio Zerbio-Kalke und der Mergel von il Poggio können eugeosynklinale Faziesverhältnisse in ihrem Entstehungsgebiet durchaus vorgeherrscht haben.

6 GRUPPE DER SEDIMENTE DES OBEREN ALB BIS MITTLEREN TURON

Diese Gruppe besteht aus sechs Hauptsedimenttypen, deren Altersgleichheit und Zusammentreffen in diesem Abschnitt des Nordapennins auf ein Übergangsgebiet ligurischer, emilianischer und, im Hinblick auf die relativ autochthone Einheit des oligozänen Macigno von Valdena, toskanischer Fazies schließen lassen (s. Kap. 6.6; 9.1).

Es handelt sich um die Serien:

1. Breccien-Serie von Roccamurata,
2. Ostia-Sandstein,
3. Monte Gottero-Sandstein,
4. Pontolo-Serie,
5. Buntschiefer-Serie,
6. Ghiare-Mattogno-Serie.

6.1 Breccien-Serie von Roccamurata ('chaotische Argille mit Palombino-Kalken und Ophiolithen')

Diese Serie bildet in ihrer vielseitigen Ausbildung einen heterogenen Komplex, dessen verschiedene Merkmale jedoch immer wieder miteinander verbunden auftreten und damit die besondere Stellung dieser Serie als Einheit unter der Bezeichnung 'Breccien-Serie von Roccamurata' rechtfertigen.

Die Breccien-Serie umfaßt vier lithologische Typen:

I. Kalke und Schiefer in chaotischer und brecciöser Ausbildung;
II. gemischte Kalk-Ophiolith-Schutt-Breccien und grüne Sandsteine in Schiefern oder sandigen Mergeln;
III. Ophiolithe und Ophicalcite;
IV. Einschaltungen von Kalken und Schiefern unterschiedlichen Alters.

6.11 Lithologischer Typ I der Breccien-Serie: Kalke und Schiefer in chaotischer und brecciöser Ausbildung

Diese Kalke und Schiefer des Typs I stellen das eigentliche Hauptelement der Breccien-Serie dar, in welchem die lithologischen Typen II - IV eingelagert sind.

Teils eckige, teils abgerundete Kalkbrocken unterschiedlicher Größe bilden mit feinschuppigen, braunschwarzen Schiefern - die in zentimetergroße Stücke zerfallen und keine gerichtete Beanspruchung erkennen lassen - eine sehr harte Breccie, deren sedimentärer Charakter

1. durch die Abwesenheit tektonischer Phänomene,
2. durch eine leicht angedeutete Stratifikation und
3. durch ihre regionale Verbreitung

angezeigt wird. (Abb.2)

Die fleckig grau-braun angewitterten Kalkbrocken besitzen einen Durchmesser bis zu 50 cm und liegen unsortiert und nur sehr licht gepackt in ihrer Schiefermatrix. Im Anschlag erweisen sie sich als besonders hart, brechen mit einem muscheligen Bruch und besitzen eine graue bis dunkelgraue Farbe. Zahlreiche, mit Kalkspat ausgefüllte Risse durchsetzen sie häufig.

Dünnschliffe der Kalke zeigen meist eine dichte, feinfilzige kalzitische Grundmasse, in der nur sehr selten kleine, eckige Quarzkörner liegen. Die Fossilführung ist sehr gering und beschränkt sich auf Radiolarien und

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISH.

Bei Pieve di Gusaliggio sowie im 350 m-Niveau des Rio del Verzese (im N des Gebietes) wurden bis zu 25 m^3 große Kalkblocke aufgefunden. Häufig angeschliffene Tintiniden wie

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISH

machen die ehemalige Zugehörigkeit dieser Kalke zu Tithon-Kalkkomplexen sehr wahrscheinlich.

Vereinzelt vorkommend, jedoch über den gesamten Bereich des Typs I der Breccien-Serie verstreut, wurden Kalkarenitbrocken gefunden, deren Schliffbild im allgemeinen aus einer Kalzitmatrix mit mehr oder weniger abgerundeten Kalkbrocken, Fossilschutt, Quarzkörnern, Serpentinitbrocken und kaum zersetzten Plagioklasen besteht.

Radiolaritbrocken kommen nur sehr selten vor.

Das Vorkommen von ebenfalls gut abgerundeten Granitkomponenten innerhalb der Breccie konnte nur auf dem Serpentinit von Roccamurata und bei Pieve di Gusaliggio beobach-

tet werden. In beiden Fällen liegen die Granite mit einem Durchmesser bis zu 1 m als Komponenten der Breccien-Serie des Typs I neben den Kalken in der Schiefermatrix.

Eine besondere, jedoch nicht sehr häufige Erscheinung zeigen Kalkbrocken südlich des Serpentinitkomplexes vom Groppo Panduro. Makroskopisch unterscheiden sie sich durch eine hellgraue, zum Teil dichte Fleckenbildung von den übrigen Kalken.

Die Schliffe 92, 98,II 221

> lassen zahlreiche quadratische, runde, dreieckige oder unregelmäßig geformte, bis 0,3 mm große Gebilde erkennen. Sie bestehen aus einem farblosen, graue Interferenzfarben zeigenden Saum, der einen von der umgebenden Kalksubstanz nicht unterscheidbaren Kern umschließt, oder es handelt sich um vollkommen grau (1.Ordnung) polarisierende Flecke. (Abb.3)

Nach K. GÖRLER und K.-J. REUTTER (1963) handelt es sich bei diesen Flecken um vermutlich kontaktmetamorph verursachte Albitneubildungen an Kalken in unmittelbarer Nähe submariner Laven.

Durch das prozentuale Überwiegen der Kalkkomponenten gegenüber der Schiefermatrix ist der Typ I der Breccien-Serie im Bereich des Monte Chiaro, SW Borgo Val di Taro, als eine besonders harte Breccie ausgebildet.

Überwiegen die Kalkbrockenanteile ganz entschieden, so konnten sich Härtlinge größeren Umfanges bilden. Breccien dieser Art sind von la Galla bis Mazzasette und bei Torrioni, SE Belforte, als ein etwa 500 m langer und 50 m breiter Härtlingszug im Gelände besonders gut herauspräpariert worden.

Die Bildung reiner Kalkbreccien war ebenfalls möglich.

Auffälligerweise sind gerade in dem besonders durch seine harten Anteile des Typs I ausgezeichneten Bereich des Monte Chiaro noch Sedimentanteile im ursprünglichen Verbande erhalten. Es handelt sich um bis zu 2 m mächtige, graue, hellgrau angewitterte Kalkbänke in dunklen Schiefern, deren Stellung innerhalb der Breccien-Serie durch schlecht erhaltene Kontakte nicht geklärt werden konnte. Wahrscheinlich sind es kleinere Sedimentverbände, die den Bildungsprozeß der Breccien-Serie als ganz gebliebene Anteile des Ursprungsmaterials überstanden haben.

Charakter und Fossilführung aller beschriebenen Kalkkomponenten des Typs I lassen einen Vergleich mit dem Tithon-Kalk und besonders den Palombino-Kalken der AS_1 ligurischer Fazies zu (K.-J. REUTTER, 1961).

6.12 Lithologischer Typ II der Breccien-Serie: Gemischte Kalk-Ophiolith-Schuttbreccien und grüne Sandsteine in Schiefern oder sandigen Mergeln

Wechsellagerungen grüner Sandsteine mit schwarzen Schiefern allein oder zusammen mit Spilitbreccien und gemischten Kalk-Ophiolith-Schuttbreccien wurden als vorwiegend an die Nähe der großen Ophiolithkörper gebundene Einschaltungen in der Kalk-Schiefer-Breccie des Typs I beobachtet.

Diese Vorkommen grüner Sandsteine befinden sich östlich und nordöstlich des Serpentinits von la Galla (1 km südlich Belforte), östlich des Serpentinits von Roccamurata, südlich des Serpentinits vom Groppo Panduro und nordwestlich Mormorola (am Serpentinit von Pieve di Gusaliggio) und können maximal 0,5 qkm große Areale einnehmen.

Die Kontakte zwischen den Kalk-Schiefer-Breccien (Typ I) und den grünen Sandsteinen sind sedimentär. Die Schiefermatrix der Breccie wird in diesem Bereich sandiger und entspricht etwa den Zwischenlagen der Sandsteinbänke. In den untersten Bänken wurden die Kalkbrocken des Typs I bereits als gradiert sedimentierte Komponenten dieser Bänke eingelagert.

Die nachfolgenden Bänke besitzen nur noch selten weitere Kalkkomponenten.

Das Vorkommen 400 m nordlich des Gehöftes Capanna di sopra (2 km westlich Ghiare) ist durch 75 cm mächtige Sandsteinbänke ausgezeichnet. Die maximale Korngröße beträgt 1 cm; ein 'graded bedding' ist deutlich ausgebildet und auch Unterflächenmarken konnten beobachtet werden. Nach dem Schliff 99
handelt es sich bei den Sandsteinen um serpentinreiche lithische Grauwacken. Die gut abgerundeten Komponenten bestehen hauptsächlich aus kaum bis stark zersetzten Plagioklasen und Orthoklasen sowie aus Serpentin, dessen maschenartige Struktur die Herkunft von Serpentiniten andeutet. Daneben treten Chlorit (z.T. Pennin), glatt und

undulos auslöschende, einschlußreiche Quarze zurück. Chromit, Magnetit, Hämatit und Zirkon sind nur in sehr geringem Umfang vertreten. Eine feinfilzige, dunkelbraune Masse bildet die Matrix.

Auf dem Spilit von Roccamurata schalten sich in die Kalk-Schiefer-Breccie des Typs I um 20 cm mächtige grüne Sandsteinbänke ein. Im Hangenden folgen etwa 50 cm mächtige, sandige, grüne Mergel, die von einer 1,50 m starken, festverkitteten Breccienbank abgelöst werden, deren polygene Komponenten aus Kalken, Bruchstücken der obengenannten Sandsteine, Mergellinsen und Ophiolithbrocken bestehen. Neben dieser polygenen Breccie kommen auch sehr harte, reine Kalkbreccien, Ophicalcitbrocken sowie Serpentinit- und Spilit-Breccien vor.

Die laterale Ausdehnung der Bänke beträgt nur wenige Meter, so daß sich das Vorkommen dem chaotischen Bild der Kalk-Schiefer-Breccie des Typs I anpaßt, jedoch eine besondere Breccien-Ausbildung in Spilitnähe darzustellen scheint. Möglicherweise kann die Breccie mit dem Eindringen des magmatischen Körpers in die chaotischen Sedimente in Zusammenhang gebracht werden (s. Kap. 6.15).

Der Dünnschliff einer Feinbreccie dieses Vorkommens zeigt in grob auskristallisiertem Kalkspat überwiegend dichte Kalkfragmente, die zum Teil

Schliff 47 Calpionella alpina LORENZ

und Radiolarien führen. Kaum zersetzter Plagioklas und Orthoklas sowie Quarz, Spilitbrocken und Chlorit treten zurück.

Ein in diesem Zusammenhang besonders erwähnenswertes Vorkommen gebankten Materials ophiolithischen Ursprungs befindet sich 500 m NE Capanna di sopra (1,8 km W Ghiare), im Süden des Serpentinitkomplexes vom Groppo Panduro.

Etwa 1 m mächtige, von Eisenhydroxyd rostbraun überzogene Bänke eines mürben, grünen, ophiolithischen Gesteines stehen hier in Wechsellagerung mit Schichten eines ähnlichen, jedoch wesentlich lockeren Materials. Die Struktur der Bänke ist zellig, wobei die einzelnen Zellen meist mit Kalzit ausgekleidet sind. Kalzitadern durchsetzen auch unregelmäßig die Bänke, so daß dem Gestein im ganzen ein ophicalcitischer Charakter anhaftet. In dem gebankten wie auch mür-

ben Material sind abgerundete und kantige Kalkbrocken bis zu einem Durchmesser von 15 cm eingelagert, die den Kalken der Kalk-Schiefer-Breccie des Typs I ähneln. Auch die Kalke mit der bereits erwähnten Albitneubildung sind nur in diesem Bereich aufgefunden worden.

Zwischen den Bänken - innerhalb der mürben Gesteinspartien - können kleine Linsen grün-schwarzer Schiefer eingelagert sein.

6.13 Lithologischer Typ III der Breccien-Serie: Ophiolithe und Ophicalcite

Neben dem bereits erwähnten Ophiolith-Schutt sind für die Breccien-Serie die schwarz-dunkelgrünen, vegetationsarmen und fleckig-braun angewitterten Ophiolithkörper selbst das wesentlichste Kennzeichen. Es handelt sich bei diesen Vorkommen hauptsächlich um Serpentinite; Spilite sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen.

Ihrem resistenten Charakter gemäß sind die Ophiolithe meist gut aus den Kalken und Schiefern des Typs I herauspräpariert worden, bilden Steilwände bis zu 150 m oder erstrecken sich über eine Fläche von maximal 1,5 qkm, wie im Falle des Serpentinits von Roccamurata im Taro-Tal.

G. STEINMANN (1927) und P. DE WIJKERSLOOTH (1934) gaben den ligurischen Ophiolithen aufgrund der Beobachtung von Kontakterscheinungen an Calpionellen- und Palombino-Kalken sowie anhand stratigraphischer Untersuchungen ein oberes unterkretazisches Alter.

Regionale Untersuchungen an Ophiolithen und ophiolithführenden Sedimenten des Nordapennins führten K. GÖRLER und K.-J. REUTTER (1963) zu der Annahme einer Zeitspanne vom oberen Jura bis in die Oberkreide für die Platznahme der Ophiolithe, wobei die beiden Möglichkeiten einer ausschließlich tektonischen Hebung und Exponierung der oberjurassischen bis neokomen Ophiolithe entlang großer submariner Störungen oder ein magmatisches Aufdringen von Ophiolithen durch ähnliche tektonische Erscheinungen in Frage kommen können. Beide Möglichkeiten schließen sich nicht aus und sollen auch für die Existenz der Ophiolithe in der Breccien-Serie angenommen werden.

6.131 Serpentinit

Im Aufnahmegebiet liegen die Serpentinite regellos verteilt in den Vorkommen der Breccien-Serie.

Die Abwesenheit kontaktmetamorpher Erscheinungen aufgrund thermischer Einwirkungen an den Kalken und Schiefern des Typs I sowie ihre Einbettung in diese chaotischen Gesteine geben ihnen den Charakter "exotischer Blöcke". Diese Beobachtung wird durch große Partien stark brecciöser Anteile der Serpentinite unterstrichen, so daß man sie häufig als Trümmerserpentinite ansprechen kann.

Der Serpentinit von Pieve di Gusaliggio zeigt in dem

Schliff 208

die maschige Anordnung von Serpentin, welche noch zum Teil ehemalige Olivinkristalle erkennen läßt, und fein verteilten oder in groben Aggregaten vorkommenden Maghemit.

Im Gegensatz dazu sind in dem Serpentinit von Roccamurata

Schliff II 53

neben dem typischen Maschenserpentin noch viele Pyroxen-Reste und Chromit neben Maghemit erhalten geblieben.

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommene petrographische Untersuchung der Serpentinite läßt auf den ehemaligen Typ dieser Gesteine keine sicheren Rückschlüsse zu.

Aufgrund der mechanischen Beanspruchung der Serpentinite entstanden lokal kleinere Vorkommen von Asbest und Talk, die im Falle der Cava di Calcaila zu einem begrenzten Talkabbau Veranlassung gaben.

Frische Aufschlußverhältnisse zeigen immer wieder den mechanischen Charakter der Kontakte zum Nebengestein in Form von Harnischen und Mylonitzonen. Es handelt sich dabei um Erscheinungen, die der starren Reaktion der Serpentinitkörper innerhalb der weit plastischer reagierenden Schiefer mit ihren Kalken während der sicher erfolgten Bewegung zuzuschreiben sind. Nach Beobachtungen an Ophiolithen im Tal des Torrente Manubiola (3 km SE Ghiare, außerhalb des Kartierungsgebietes) können die Bruchstücke eines Trümmerserpentinits immer kleiner werden, bis sie, in einem lokal unterschiedlichen Abstand vom Nebengestein, über einen Serpentinitgrus in ein hellgrün-graues, von zahlreichen Kalzitadern durchzogenes feines Serpentinitmehl übergehen, welches

hauptsächlich aus einem Serpentin-, Talk-, Asbest-Gemisch bestehen dürfte. Der eigentliche Kontakt ist scharf und zeigt in drei verschiedenen Fällen den unmittelbaren Übergang zu den schuppigen Schiefern und Kalken des Typs I. Ein Spilitkörper, der durch ein 1 m breites Band chaotischer Kalke und Schiefer von einer etwa 10 m breiten Zone aus Serpentinitmehl und dem dazugehörenden Serpentinit getrennt ist, zeigt keinerlei Mylonitisierungserscheinungen, sondern birgt nur maximal 30 cm große eingepreßte Kalkbrocken.

Ebenfalls eingepreßt treten in der Serpentinitrandbreccie am südöstlichen Teil des Serpentinits von Roccamurata Kalkbrocken eines grauen und dichten Kalkes (Ø ±50 cm) auf, in denen Calpionella alpina LORENZ gefunden wurde. Wieweit diese Vergesellschaftung auf das Eindringen des Magmas in oberjurassische Gesteine zurückzuführen ist, läßt sich an Hand des Geländebefundes nicht mehr beweisen.

6.132 Spilit

Spilitkörper kommen im Aufnahmegebiet in größerem Umfange am Serpentinitkomplex von Roccamurata (auf der linken Taro-Talseite, 350 NNE Roccamurata), im Bereich südlich Roccamurata und am Monte Chiaro (im Westen) vor, treten jedoch im Vergleich zur Häufigkeit der Serpentinite stark zurück.

In einem relativ guten Erhaltungszustand befindet sich nur noch der Spilit von Roccamurata. Der dem Taro zugewandte Steilabfall zeigt neben der gleichmäßig verteilten, dunkelgrün-rostbraunen Anwitterungsfarbe eine deutlich ausgeprägte Pillow-Textur, so daß schon aus dem Geländebefund heraus eine Unterscheidung von dem auf der gegenüberliegenden Taro-Seite sich befindenden schwarz-dunkelgrünen, massigen Serpentinit möglich ist.

Die Oberfläche des Spilits ist brecciös, und auch im mikroskopischen Bereich setzt sich dieses Gefüge fort.

Schliff 46

In einer Matrix aus sehr feinem, u. d. M. nicht mehr auflösbarem, spilitischem Material liegen Spilitfragmente arboreszenter Struktur, die partiell sekundär gebildete Mineralien wie Quarz und nicht mehr identifizierbare Mi-

neralkomponenten einschließen. Ferner treten auf: Serpentin, Karbonat und Quarz in Rissen, Variolen von Chlorit sowie feinverteiltes Erz und größere Pyritaggregate, die randlich mit wenig Hämatit vergesellschaftet sein können.

Auch in den kleineren Spilitvorkommen südlich Roccamurata überwiegt die feinkristalline Struktur der Albite:

Schliff II 25
In einer Grundmasse aus Chlorit liegen bis 0,2 mm lange und 0,08 mm breite Albit-Kristalle mit divergent arboreszenter Struktur. Titanit ist über den ganzen Schliff verstreut und an ihn gebundener Hämatit verleiht dem Spilit auch im Gelände eine rote Farbe.

Wieweit sich diese Feinstruktur in das Innere der Spilitkörper fortsetzt, konnte wegen der beschränkten Aufschlußverhältnisse nicht untersucht werden.

Zweifellos handelt es sich aber bei diesen Proben um die primären Randbereiche der Spilite, in welchen nach den Untersuchungen R. PELLIZZERs (1955) die Bündelung der Plagioklasleisten zu arboreszenter Struktur immer bestätigt werden konnte. (s. a. H. HENTSCHEL, 1960)

Auch das brecciöse Gefüge des Schliffes 46 kann auf die Verhältnisse im Grenzbereich Lava - Sediment oder Wasser zurückgeführt werden.

Inwieweit die Gesteine der Breccien-Serie mit in diesen Zustand einbezogen wurden, läßt sich durch die sicher erfolgte tektonische Überprägung dieser Verhältnisse am Spilit von Roccamurata nicht mehr mit Sicherheit überblicken. Zieht man jedoch den allgemein verbreiteten chaotischen Charakter von Flyschsedimenten in Verbindung mit Ophiolithen in Betracht (E. KUENDIG, 1959), so stellen unter Umständen die bereits erwähnten Möglichkeiten einer primären Platznahme oder tektonischen Exponierung des Spilits nur einen einheitlichen Vorgang dar, der sich an den Ophiolithen des Aufnahmegebietes nicht mehr eindeutig rekonstruieren läßt.

Unter diesen Gesichtspunkten gibt gerade die polygene Breccie mit Ophiolith-Material in Verbindung mit sedimentierten Ophiolith-Schuttbänken (Kap. 6.12) einen Hinweis auf den gleichzeitigen Vorgang von Intrusion und Ausbildung der chaotischen Breccien-Serie (Kap. 6.15).

6.133 Ophicalcite

Im gesamten Bereich der Breccien-Serie, aber besonders gehäuft in dem Gebiet des Groppo Panduro, 1,5 km NW Ghiare, und um den großen Serpentinit von Roccamurata, führt die Schiefermatrix des Typs I neben den Kalkbrocken kleine Ophicalcit-Körper, deren Durchmesser durchschnittlich 1 - 2 m betragen.

Schliff 57

Hauptsächlich große Kalzitkristalle bilden eine Pflasterstruktur. Sie sind häufig senkrecht zur Peripherie von Chlorit-?Albit-Quarz - Einschlüssen orientiert, wobei die Kalzitkristalle nach außen zu länger werden können. Ferner sind vertreten: dichte, kalzitische Partien, wenig Kalkbrocken, unregelmäßige Erzkörper (in gröberer Form meist an die Chloritanteile gebunden oder im Grenzbereich zweier Kalzitindividuen vorkommend).

Der Grenzbereich zu den Schiefern des Typs I wird häufig von einem Kalzitsaum gebildet.

6.14 Lithologischer Typ IV der Breccien-Serie: Einschaltungen von Kalken und Schiefern unterschiedlichen Alters

Die unter diesem Gesichtspunkt betrachteten Kalke und Schiefer stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Kalk-Schiefer-Breccie des Typs I, nehmen jedoch aufgrund ihrer Fauna und einer zum Teil unterschiedlichen Ausbildung eine besondere Stellung ein.

Einschaltung 1

600 m NE Roccamurata (Abb.4) befinden sich auf einem Trümmerserpentinit in unmittelbarer Nähe des Spilits von Roccamurata und dessen oben beschriebenen Breccien in schwarzen und braunen, schuppigen Schiefern bis faustgroße, braun angewitterte und im frischen Anschlag dunkelgraue Kalke teils eckigen teils abgerundeten Umrisses.

Das Erscheinungsbild dieser Schiefer entspricht mit den regellos, jedoch weniger dicht liegenden Kalkbrocken und einer leicht angedeuteten Stratifikation den chaotischen Kalken und Schiefern des Typs I. Die Größe der Kalkbrocken, ihre Anwitterungsfarbe sowie das Vorkommen von größeren Kalkbankfragmenten lassen jedoch den ca. 25 x 25 m großen

Hanganriß von den auf dem Spilit sich befindenden Ausbildungen deutlich unterscheiden. Der Trümmerserpentinit zeigt unmittelbar am Kontakt Harnischflächen. Kontakte zum Spilit und der Kalk-Schiefer-Breccie sind verschüttet worden.

Die Kalkbrocken erweisen sich in Dünnschliffen einmal als Kalkarenite mit Calpionellen-Kalkfragmenten, wenig Glimmer sowie Quarz und Plagioklas. In der kalzitischen Matrix wurden

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)

sowie Formen der Familie Textulariidae aufgefunden.

Zum anderen kommen dichtere Kalke mit geringer Quarz- und Glimmerführung vor, in denen wahrscheinlich umgelagerte Calpionellen und ebenfalls Formen der Familie Textulariidae gefunden wurden.

Charakter und Fossilführung der Kalke lassen einen Vergleich mit Ausbildungen der Pontolo- und Buntschiefer-Serie zu.

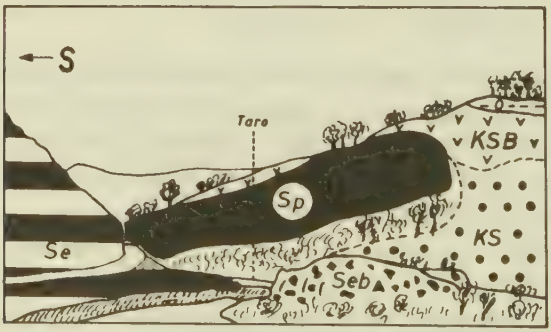


Abb.4 Breccien-Serie bei Roccamurata

Se	Serpentinit
Seb	Serpentinit-Breccie
Sp	Spilit
KSB	Kalk-Schiefer-Breccie (Typ I)
KS	Kalke und Schiefer mit Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
O	Ostia-Sandstein

Einschaltung 2

Ein weiteres bemerkenswertes Vorkommen von Kalken und Schiefern befindet sich 250 m NW Capanna di sopra (Gehöft, 2 km westlich Ghiare). Sehr stark durchbewegte und zum Teil ganz aufgelöste, 10-50 cm mächtige, dunkelbraun angewitterte Bankfetzen eines grauen, dichten Kalkes und Kalkmergels liegen an dieser Stelle mit sehr viel Schiefern in unmittelbarer Nähe der Kalk-Schiefer-Breccie (Typ I). Eine genaue Aussage über die Kontaktbedingungen ist jedoch wegen des unfrischen Bereiches nicht möglich.

Von besonderer Bedeutung ist die Fauna der Kalkbänke, die aus

Schliff 109
Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana sp.
Rugoglobigerina sp.
Globigerina sp.
Gümbelina sp.

besteht und eine Einstufung in das Obercampan-Maastricht ermöglicht.

Gesteine dieses Alters werden unter dem Gesichtspunkt der in diesem Raum in Frage kommenden Serien ausschließlich von Sedimenten des Faziestyps 'Alberese' repräsentiert. Eindeutig definierbare Gesteine dieses Typs befinden sich jedoch in der Ausbildung des Valmozzola-Alberese erst in 700 m Entfernung östlich und südlich dieses Vorkommens, jeweils durch die Breccien-Serie von diesen Kalken und Schiefern getrennt. Auch zeigt der Valmozzola-Alberese an keiner Stelle eine ähnliche Ausbildung von Kalken und Schiefern mit einer derartigen Oberkreidefauna ohne die sonst typischen Kalksandstein- und Kalkmergelbänke.

Muß damit angenommen werden, daß dieses Vorkommen in keiner Beziehung zum Valmozzola-Alberese steht, so kann jedoch die Verbindung dieser Kalke und Schiefer mit einem Oberkreide-Alberese nicht ganz von der Hand gewiesen werden, da im nächsten Bachbett, 100 m SW der beschriebenen Stelle, Kalkmergelbänke und Kalksandsteine vom Typ 'Alberese' anstehen. Die Übergangsverhältnisse zwischen beiden Sedimenten sind jedoch nicht aufgeschlossen.

In diesem Zusammenhang seien noch drei weitere Vorkommen von Sedimentschollen erwähnt, deren sedimentäre Stellung zur Breccien-Serie oder auch tektonische Lage wegen der ungünstigen Aufschlußbedingungen nicht eindeutig entschieden werden konnte.

Es handelt sich um Wechsellagerungen von Kalken, Kalksandsteinen und Mergeln in den Bereichen: 120 m W Capanna di sotto, 240 m NE Capanna di sopra und 550 m NE Capanna di sopra.

Gümbelinen, Globigerinellen, fragliche Biticinellen und Pithonella ovalis (KAUFMANN) lassen die Entstehung dieser Gesteine im Apt-Alb oder in der Oberkreide vermuten.

6.15 Entstehungsbedingungen der Breccien-Serie

Bei dem Versuch, die Entstehung der Breccien-Serie zu deuten, sollen einige bereits bekannte Ausbildungen ähnlicher Art nicht unerwähnt bleiben.

So zeigt der von O. LUDWIG (1929) aus der Barberino-Schlucht beschriebene 'Horizont polygener Breccien und Sandsteine' mit den im Aufnahmegebiet auftretenden grünen Sandsteinen und Breccien vergleichbare Züge. Auch in diesem Fall tritt der Horizont in Serpentinitnähe auf und besteht aus dem detritischen Material von Serpentiniten, Spiliten, Kalken, Radiolariten, Graniten usw.. O. LUDWIG konnte sich die Entstehung dieses Horizontes nicht erklären.

P. DE WIJKERSLOOTH (1934) wies auf die weite Verbreitung von Breccien aus Granit, Radiolarit, Maiolica-Kalk und Serpentin im Nordapennin hin und stellte sie den Gosau-Konglomeraten der Ost-Alpen gleich. Die Konglomerate sollen durch Übergänge mit den übrigen Ausbildungen der oberkretazischen Argille scagliose (Zone IV des Ligurikums) verbunden sein.

Auch G. MERLA (1952) sieht in den weitverbreiteten Breccien ('brecce ofiolitiche') des Nordapennins eine sedimentäre Bildung und schließt sich der Erklärung C.I. MIGLIORINIs (1945b) an, welcher sie als küstennahe Bildungen der einzelnen orogenen Bergstürze des Allochthons während der tertiären Gebirgsbildung deutet (s. Kap. 3).

Mit der Breccien-Serie des Aufnahmegebietes durchaus vergleichbare Züge trägt auch die von C.W. SAMES (1960) in

einem Gebiet 15 km westlich des Aufnahmegebietes beschriebene 'Breccien-Argille'. Diese Gesteine können zum Teil als Bildung eines Schlammstromes erklärt werden oder, was nach Geländekenntnissen wahrscheinlicher erscheint, als ein Agglomerat mit Sedimentaufnahme, dessen Verfrachtung in die Schiefer der 'Breccien-Argille' sekundär stattfand.

Auch W. KUBE (1965) beschreibt der Breccien-Serie faunistisch und lithologisch sehr ähnliche Sedimente aus einem Gebiet um S. Stefano d'Aveto (im Bereich des großen Ophiolith-Zuges Levanto - Ottone).

An Hand regionaler Untersuchungen ophiolithführender Sedimente des Nordapennins wurde von K. GÖRLER und K.-J. HEUTTER (1963) auf die sedimentäre Entstehung dieser Sedimente durch Resedimentation älterer Serien im Zusammenhang mit dem Aufdringen von Ophiolithen im Cenoman hingewiesen. Die Ergebnisse dieser Arbeit konnten in dem vorliegenden Aufnahmegebiet bestätigt werden.

Vor allem mit den tonigen Bestandteilen der Breccien-Serie in ihrer ursprünglichen geordneten Ausbildung kann man einen hohen Grad an Plastizität annehmen, der im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen den derzeitigen chaotischen und brecciösen Verband der Gesteine verursacht haben könnte. Die eingeschalteten, flyschartigen, vermutlich durch 'turbidity currents' gebildeten grünen Sandsteine fordern jedoch einen faziell eindeutig definierten Ablagerungsraum, in dem auch andere Gesteine in Form von Breccien resedimentiert werden konnten. Das derzeitige Erscheinungsbild der Breccien-Serie unterstützt in jedem Fall diese Vorstellung und läßt nur ausnahmsweise tektonische Vorgänge sekundärer Natur vermuten.

Die Plastizität des ursprünglichen Sedimentes kann dafür verantwortlich gemacht werden, daß große Komplexe der Gesteine bei den in Flyschgebieten angenommenen raschen und intensiven synsedimentären Bewegungen des Untergrundes an Störungslinien oder im Zusammenhang mit Erdbeben in Bewegung gerieten, sich subaquatisch zu einem hoch dichten Schlammstrom umwandelten und infolge gravitativer Bewegung auf dem Meeresboden in benachbarte Depressionen abwanderten, um dort ein olistostromartiges Sediment zu bilden.

(E. KUENDIG, 1956; 1959).

Bei der regionalen Verbreitung dieser Gesteine auch außerhalb des Aufnahmegebietes stellt diese Annahme zunächst die beste Erklärung für die Entstehungsbedingungen der Breccien-Serie dar:

Primäre Sedimente waren überwiegend Palombino-Kalke und Schiefer (AS_1) des ligurischen Faziesraumes mit ihren Ophiolithen (K.-J. REUTTER, 1961).

Sekundär wurden die Schiefer der AS_1 nach tektonischer Exponierung submarin in einen plastischen Zustand überführt (Schlammstrom), die Kalkbänke dabei vollkommen zerbrochen und zusammen mit jüngerem Sedimentmaterial in dem derzeitigen chaotischen Zustand als Olisthostrom resedimentiert.

Diese Bewegungen verursachten zusammen mit subaquatischen Aufarbeitungen an den verhältnismäßig starr reagierenden, älteren Ophiolithen und eventuell neu aufgedrungenen Laven einen feinen bis groben Ophiolith-Detritus, der sich mit anderen Bestandteilen der ursprünglichen Serie an lokal begrenzten Stellen gradiert in Form der grünen Sandsteine oder als gemischte Breccien-Bänke ablagerte.

Bei den späteren orogenetischen Vorgängen können diese Ausbildungen noch tektonisch überprägt worden sein, was jedoch in dem bereits hochgradig durchbewegten Sediment bis auf weitere Durchmischung und fortschreitende Kataklase der Ophiolithe keine besonderen Veränderungen hervorgerufen haben dürfte.

Die südlich des Groppo Panduro sedimentär in die Breccien-Serie eingeschalteten, ophicalcitischen Schuttbänke konnen als Zeugen eines bei diesen Vorgängen aktiven submarinen Vulkanismus gedeutet werden. Am Spilit von Roccamurata sowie in anderen Bereichen der Breccien-Serie läßt sich diese Vermutung nicht direkt beweisen.

6.16 Alter der Breccien-Serie

Bieten die Calpionellenfaunen nur Rückschlüsse auf das oberjurassische bis unterneokome Alter eines großen Teiles der resedimentierten Kalke selbst (Maiolica-Kalke und Palombini des ligurischen Faziesraumes), so gewinnt die bei Roccamurata aufgefundene Foraminiferenfauna mit

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)

eine besondere Bedeutung. Da auch diese Kalke und Schiefer in der üblichen, für die Breccien-Serie charakteristischen, chaotischen Form vorkommen, kann man für sie analoge Bildungsbedingungen wie für die Kalke mit Calpionellen und den dazugehörenden Schiefern annehmen. Das bedeutet in diesem Fall die Resedimentation von Kalken und Schiefern des Alb zu gleicher Zeit und unter gleichen Bedingungen wie die übrige Masse der Kalke, Schiefer und Ophiolithe des Oberjura und unteren Neokom.

Daß der Komplex jüngerer Kalke und Schiefer bei Roccamurata als sicher resedimentär eingelagert in die älteren Kalke und Schiefer angesehen werden kann, beweist der Fund eines rostbraun angewitterten Kalkbrockens in chaotischer Umgebung des Typs I und zwischen sedimentären Ophiolith-Schuttbänken des Typs II von K.-J. REUTTER bei Mazzasette (1 km SE Belforte).

Es handelt sich um einen

Schliff 18-2

wenig Serpentin führenden lithischen Sandstein mit dunkler und etwas detritischer Grundmasse. Die Fossilführung beschränkt sich auf die verkieselten Foraminiferen

Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Tricinella roberti (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Pithonella ovalis (KAUFMANN)
Globigerinella sp.,

so daß der Kalk dem zeitlichen Bereich Alb - Cenoman zugeordnet werden kann.

Berücksichtigt man den resedimentären Charakter beider Funde, so kann der Beginn des Resedimentationsprozesses ins Cenoman gelegt und damit gleichzeitig die zeitliche Untergrenze der Breccien-Serie angenommen werden.

Inwieweit für das Alter der Breccien-Serie überhaupt die Oberkreide in Frage kommt, soll in Kap. 6.6 erörtert werden. Es sei jedoch bereits darauf hingewiesen, daß die vergleichbaren Verhältnisse in den anderen Sedimenten dieser Gruppe des oberen Alb bis unteren Turon für eine Einstufung der Breccien-Serie in das Cenoman bis Turon sprechen.

Handelt es sich ferner bei dem Vorkommen von Kalken und Schiefern des Obercampan - Maastricht (Kap. 6.14, Ein-

schaltung 2) nicht um das Produkt eines späteren tektonischen Vorganges, muß eine Wiederholung resedimentärer Vorgänge nach der oberen Kreide, vermutlich im Eozän, angenommen werden.

Die Mächtigkeit der Breccien-Serie kann im Aufnahmegebiet mit maximal 600 m nur geschätzt werden.

6.2 Ostia-Sandstein - Gruppe

Die im Aufnahmegebiet besonders im Taro-Tal häufig verbreitete, eintönige Folge dünnbankiger Kalksandsteine mit sandig - mergeligen Schichten wurde von F. SACCO (1930-31) zusammen mit lithologisch unterschiedlich ausgebildeten Sedimenten als 'Calcare marnoso-argilloso a Fucoidi ed Elmintoidi (Liguriano l.s.) e marne' in die CARTA GEOLOGICA d'ITALIA (1:100 000) aufgenommen und ins Eozän gestellt.

Name und Alter der durch Inoceramen- und Ammoniten-Funde gut belegten oberkretazischen 'Pietraforte' der Toskana übertrug G. MERLA (1952; 1957) auch auf den Ostia-Sandstein des Gebietes und sieht in ihm das sedimentär Liegende des Oberkreide-Alberese. Komplexe der 'Pietraforte' können auch als Schollen in der Argille scagliose (im Sinne G. MERLAs) vorkommen.

A. SEGNINI (1961) und R. MARCHESI (1961) stellten diese Sedimente ebenfalls mit unterschiedlich ausgebildeten Gesteinen in das 'Alloctono indifferenziato', was keiner näheren Einstufung als 'Kreide bis unteres Eozän' entspricht.

C. W. SAMES (1960) betrachtete derartig ausgebildete Gesteine mit der Bezeichnung 'Sand-Mergel-Serie (SMS)' erstmalig unter einheitlichen Gesichtspunkten und stellte sie ohne eindeutige Fossilfunde in die Oberkreide.

Um im italienischen Sprachgebrauch auftretende Verwechslungen mit der miozänen 'Formazione marnoso-arenacea' zu vermeiden, wurde von K.-J. REUTTER (1961) für die Bezeichnung 'Sand-Mergel-Serie' aufgrund der guten Aufschlußverhältnisse bei Ostia Parmense (Zentrum des Aufnahmegebietes, Taro-Tal) die Bezeichnung 'Ostia-Sandstein' eingeführt.

Die von K.-J. REUTTER (1960) und C. W. SAMES (1960) angenommene Heteropie zwischen der Buntschiefer-Serie und dem Ostia-Sandstein konnte von C. W. SAMES (1963) bestätigt

werden. Der Ostia-Sandstein ist daher dem Cenoman bis allenfalls Unter-Turon zuzuordnen. Diese Einstufung wurde durch Untersuchungen des Ostia-Sandsteines im Valle di Roccaferrara (F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI, 1963) und im Cedra-Tal (J. LOESCHKE, 1965) bestätigt.

Die Untersuchung der Ostia-Sandstein - Vorkommen des Aufnahmegebietes lassen lithologische Unterschiede erkennen, deren Merkmale vermutlich auf eine primäre Differenzierung der faziellen Verhältnisse des Ablagerungsraumes zurückzuführen sind. Von dieser ehemaligen Lage konnte möglicherweise auch die unterschiedliche tektonische Stellung der einzelnen Ausbildungen im Aufnahmegebiet abhängig geworden sein.

Der Natur des Ostia-Sandsteines entsprechend, können die unterscheidenden Merkmale dieser monotonen Mergel-Kalksandstein - Folge nur gering sein und würden sich erst bei einer rein petrographischen Untersuchung größerer Anteile im Nordapennin klar herausstellen lassen, so daß danach auch sichere Aussagen über die faziellen Voraussetzungen während der Bildung der einzelnen Kalksandsteinarten möglich wären.

Im Rahmen dieser Untersuchung sei jedoch auf folgende Hauptunterschiede hingewiesen:

1. die Korngröße der detritischen Fraktion variiert;
2. der Anteil häufig bunter Mergeleinschaltungen ist faziesabhängig und mit dem Vorkommen von siltsteinartigen Ostia-Sandstein - Bänken verknüpft;
3. die tektonische Stellung der Ostia-Sandsteinarten ist unterschiedlich.

Aufgrund dieser Unterschiede lassen sich folgende Ostia-Sandsteinarten unterscheiden:

1. der eigentliche Ostia-Sandstein bei Ostia,
2. ein als Einschaltung in der Pontolo-Serie vorkommender Ostia-Sandstein und
3. der Ostia-Sandstein der Ghiare-Mattogno-Serie.

6.21 Ostia-Sandstein von Ostia

Diese Folge sandiger Mergel und Kalksandsteine ist das namengebende Sediment, welches auch mit der Häufigkeit seines Auftretens eine besondere Stellung einnimmt und als

der eigentliche Ostia-Sandstein - Typ des Aufnahmegebietes angesehen werden kann.

Im Gebiet um Ostia sowie im Nordosten ist dieses Sediment am meisten verbreitet. Beide Anteile werden durch ein schmales Band miteinander verbunden.

Das Sedimentationsbild dieses Ostia-Sandsteines ist durch die gleichmäßige Aufeinanderfolge von meist 1 - 10 cm, maximal bis 2 m mächtigen, relativ glimmerreichen Kalksandsteinen und sandigen Mergeln gekennzeichnet. Zusammen mit dieser eintönigen Wechselfolge geben die hellbraunen Anwitterungsfarben der Mergel- und Sandsteinbänke dem Ostia-Sandstein ein typisches, in allen Aufschlüssen leicht wiederzuerkennendes Gepräge.

Die Sedimentationsfolge bedingte eine lebhafte Spezialtektonik mit kleinräumigen Biege- und Knickfalten und in den Faltenachsenebenen häufig erfolgten Abscherungen. Diese tektonischen Merkmale sind besonders typisch für die Serie.

Die Kalksandsteinbänke sind Subgrauwacken mit einer beobachteten maximalen Korngröße der detritischen Fraktion von mehreren Millimetern. Sie besitzen im frischen Zustand eine graue Farbe und bestehen hauptsächlich aus glatt und undulös auslöschenden, einschlußreichen Quarzkörnern in kalzitischer Matrix. Daneben treten zersetzte Feldspäte und Glimmer zurück, sind jedoch stets vorhanden. Bei der Zersetzung von Biotiten entstandener Chlorit kann den Sandsteinen stellenweise einen leicht grünen Farbton geben.

Besonders an den mächtigeren Kalksandsteinbänken ist ein deutliches 'graded bedding' zu beobachten. Synsedimentär entstandene Strukturen wie 'flute casts', 'convolute lamination' und 'load casts' sind häufig vorhanden, an den kleinen Bänken jedoch meist nur sehr schlecht ausgebildet.

Selten wird die Kalksandstein-Mergelfolge von 10 - 25 cm mächtigen, grauen Kalkbänken unterbrochen. Ferner treten besonders bei Ostia in der Sequenz bis 1 m mächtige Kalkmergelbänke auf, die den Alberese-Kalkmergelbänken ähneln.

In einem Fall wurden an der Nordgrenze des Aufnahmegebietes, bei Casa di Alberto, graue, zum Teil auch rote Schiefer mit wenigen Kalkbänken beobachtet, die als eine Buntschiefer-Einschaltung in den Komplex von Ostia angese-

hen werden können. Ebenfalls sind rotgefärbte Mergelpartien der Kalksandstein-Mergelfolge nur lokal beschränkt ausgebildet.

Eindeutig sedimentär eingeschaltet befindet sich 1,4 km NE Ostia, bei Borgallone, eine 8 x 25 m große Linse mit etwa 75 cm mächtigen, grau-grünen Mergeln, in die bis 40 cm mächtige, überkippte Ophiolith-Kalk-Schuttbänke eingeschaltet sind.

Schliff 21

Die deutlich gradierten, max. 4 mm großen Bestandteile der Bänke bestehen hauptsächlich aus rotem und grauem Kalkschutt sowie Serpentinitbruchstücken (zum Teil mit Erz) in karbonatischer Matrix. Einschlußreiche, meist gerade auslöschende Quarze, stark zersetzter Feldspat und Biotit sind nur mit wenigen Prozenten beteiligt.

Ophiolith-Kalk-Schuttbänke innerhalb dieses Ostia-Sandsteines konnten auch im 650 m - Niveau des Torrente Pessola sowie innerhalb der Buntschieferlinse vom Casa di Alberto (beide Lokalitäten liegen außerhalb des Aufnahmegebietes im Norden) beobachtet werden.

Als unterscheidende Merkmale des Ostia-Sandsteines von Ostia seien herausgestellt:

1. in den harten Subgrauwacken liegt eine relativ grobe detritische Fraktion vor;
2. die Subgrauwacken sind glimmerreich;
3. Buntschiefer-Einschaltungen treten sehr zurück;
4. Vorkommen gebankten, ophiolithischen Materials;
5. die Lagerung des Ostia-Sandsteines um Ostia ist überkippt und auffällig an die Breccien-Serie im Liegenden der überkippten Sandsteine gebunden.

6.22 Ostia-Sandstein der Pontolo-Serie

Vom Gehöft Casa di Giulio (nördlich Castoglio) aus in nördlicher Richtung über Branzone bis in den Bereich der Ortschaft Costa sind in die Schiefer der Pontolo-Serie (s. Kap. 6.421) hellbraun angewitterte Kalksandsteine und Mergel eingeschaltet. In dem äußeren Erscheinungsbild ähneln diese Gesteine sehr stark dem Ostia-Sandstein von Ostia. In fazieller Hinsicht muß es sich jedoch um ein Sediment handeln, dessen Ablagerung räumlich durch eine beträchtliche Distanz oder sogar zeitlich von der Sedimentation des ei-

gentlichen Ostia-Sandsteines getrennt war. Dafür spricht einmal die durchschnittliche Mächtigkeit der Bänke und Mergellagen von 10 - 15 cm. Ferner überwiegt in den Kalksandsteinen der Kalkmergelanteil beträchtlich, was eine graue bis schwarzmatte Bruchfläche bedingt und den Sandsteinen im Vergleich zum Ostia-Sandstein von Ostia eine geringere Härte verleiht.

Im Dünnschliff überwiegt die feinfilzige, kalzitische Matrix, in der nur relativ wenige, kleine Quarzkörner und Glimmer liegen, so daß das Gestein als Siltstein angesprochen werden kann. Auffällig ist der im Ostia-Sandstein von Ostia nicht beobachtete hohe Gehalt an Zirkon. Auch sind die häufiger vorkommenden, bis 20 cm mächtigen, reinen Kalkmergelbänke ein wesentliches Merkmal dieses Ostia-Sandsteines. Der beim eigentlichen Ostia-Sandstein charakteristische Glimmerbelag auf den Schichtflächen tritt bei diesen gradierten Siltsteinen nicht auf. Die Mergelzwischenlagen können gelegentlich rot gefärbt sein.

Die unterscheidenden Merkmale des Ostia-Sandsteines in der Pontolo-Serie sind demnach:

1. die petritische Franktion der Kalksandsteine liegt überwiegend im Bereich der Größenordnung von Siltsteinen;
2. die Siltsteine sind relativ glimmerarm;
3. der sedimentäre Zusammenhang mit einem sehr buntschieferähnlichen Sediment (Pontolo-Serie), in welchem die Kalksandsteine und Mergel als Ganzes untergeordnet vorkommen;
4. Vorkommen einer unter- bis mittelturonen Fauna in der Nähe dieses Ostia-Sandsteines westlich Costa und am Casa Cercao.

In diesem Zusammenhang sei noch das Ostia-Sandstein - Vorkommen 0,5 km SE Borgo Val di Taro (Bahnhof) erwähnt, welches dem Vorkommen in der Ausbildung I der Pontolo-Serie sehr ähnlich ist, jedoch von jenem durch den faziellen Übergang der Ausbildung I in ein mehr buntschieferähnliches Sediment (s. Kap. 6.425) scheinbar getrennt zu sein scheint.

6.25 Ostia-Sandstein der Ghiare-Mattogno-Serie

Diese Vorkommen des Ostia-Sandsteines sind weniger durch lithologische Unterschiede zum eigentlichen Ostia-Sandstein gekennzeichnet, sondern es ist einmal ihre Stellung in der Ghiare-Mattogno-Serie (s. Kap. 6.5) - wodurch die Lage des Ostia-Sandsteines von Ostia zur Breccien-Serie nicht wiederholt wird - und zum anderen ihre ungestörte Lagerung innerhalb der stark tektonisierten Ghiare-Mattogno-Serie auffällig. Auch ist die Verbindung mit der faziellen Vertretung des Ostia-Sandsteines am Groppo S. Giovanni (s. Kap. 6.25) ein besonderes Merkmal.

Unterscheidende Merkmale dieses Ostia-Sandsteines sind:

1. die tektonische und problematische sedimentäre Stellung innerhalb der Ghiare-Mattogno-Serie;
2. die Verknüpfung mit der faziellen Vertretung des Ostia-Sandsteines vom Groppo S. Giovanni;
3. es kommen nur sehr kleine Einschaltungen bunter Schiefer und Mergel vor.

Gemeinsam ist allen Vorkommen des Ostia-Sandsteines der bereits mehrfach erwähnte typische Flyschcharakter. Seine Merkmale sind auch in diesem Fall:

1. die monotone Aufeinanderfolge von Mergeln und Kalksandsteinen,
2. ein 'graded bedding' besonders der mächtigeren Bänke,
3. synsedimentäre Strukturen wie 'flute casts', 'load casts' und 'convolute lamination' und
4. die lebhafte Verfaltung und Störung der Schichtpakete während der späteren Orogenese.

Die Entstehung des Ostia-Sandsteines durch 'turbidity currents' ist mit den Merkmalen 1 - 3 durchaus anzunehmen.

Ferner können auch bezüglich der Fazies Tiefwasserverhältnisse angenommen werden, sofern man die in Form größerer Linsen in den Ostia-Sandstein eingeschalteten Kalke und Mergel als von derartigen Bildungsverhältnissen abhängig deutet.

Die lithologischen Unterschiede zwischen dem Ostia-Sandstein von Ostia und dem Vorkommen dieses Sedimentes in der Pontolo-Serie können faziell oder auch zeitlich gedeutet werden.

Nimmt man als Ursache für die Entstehung des Ostia-Sandsteines innerhalb der Pontolo-Serie sowie des Ostia-Sandsteines von Ostia gemeinsame 'turbidity currents' an, so kann die fazielle Verschiedenheit beider Sedimente durch horizontales Grading verursacht worden sein, wobei die Einschaltung der Pontolo-Serie in einer vom Ursprungsgebiet des 'turbidity currents' aus gesehenen größeren Distanz (feineres Material) zur Ablagerung kam. Diese Vermutung konnte jedoch durch den Geländebefund nicht gesichert werden.

Es ist ferner möglich, daß überhaupt keine Altersgleichheit zwischen beiden Sedimenttypen besteht, da in unmittelbarer Nähe der Sandstein-Mergel - Einschaltung, 500 m SW der Ortschaft Costa, die jüngste Fauna der Pontolo-Serie (unteres - mittleres Turon) aufgefunden wurde. Das Alter des Ostia-Sandsteines erwies sich dagegen im Aufnahmegebiet nicht jünger als unteres Cenoman, so daß bei dem Vergleich beider Sedimente auch die Wiederaufnahme einer ostiaähnlichen Sandsteinsedimentation im Sedimentationsbereich der Pontolo-Serie zu einem späteren Zeitpunkt vermutet werden kann.

Beiden Sedimenten gemeinsam war jedoch die Reaktion auf tektonische Beanspruchungen, welche zu gleichen lebhaften Verfaltungen führte. Eine Orientierung der Faltenachsen konnte wegen der zu starken Beanspruchung des Schichtverbandes sowie der für statistische Untersuchungen zu geringen Aufschlußfläche nicht festgestellt werden.

Der zum Teil hohe Verfaltungsgrad der Ostia-Sandstein-Vorkommen läßt nur eine Schätzung der Mächtigkeiten zu.

Der Betrag für das Hauptvorkommen bei Ostia dürfte maximal 400 - 500 m betragen.

Die Ostia-Sandsteinkomplexe der Ghiare-Mattogno-Serie betragen etwa maximal 150 m.

Die Vorkommen in der Pontolo-Serie liegen unter einer Mächtigkeit von 100 m.

6.24 Einschaltung von Ostia

Diese Einschaltung ist an drei Stellen unmittelbar im SE, E und NE der Ortschaft Ostia aufgeschlossen.

Es handelt sich dabei um sehr stark durchbewegte, dunkel-

graue, zum Teil rostbraun angewitterte, radiolarienführende Kalke und Kalkarenite in grau-schwarzen Schiefern. Der Verband der Kalkbänke ist überwiegend aufgelöst, so daß dem Sediment im Ganzen ein chaotischer Charakter anhaftet.

Die Frage, inwieweit dieser stark durchbewegte Charakter der Kalk-Schieferfolge auf tektonischen oder resedimentären Ursachen beruht, konnte durch die Aufschlußverhältnisse an dem Fahrweg nach Belforte, 600 m SE des Bahnhofs von Ostia, beantwortet werden.

So zeigen die Einschaltungen in den meisten Aufschlüssen das Bild eines stark tektonisierten Sedimentes, dessen Stellung zum Ostia-Sandstein aufgrund eines gewissen Grades an Plastizität der Schiefer auch in dieser Form tektonisch gedeutet werden könnte. Etwa 200 m östlich der Wegkreuzung nach Belforte liegen auch tektonische Kontakte zwischen beiden Sedimenttypen vor.

Von dieser Stelle aus sind die Kalke und Schiefer in der E - W-Richtung etwa 200 m breit aufgeschlossen. Am östlichen Ende dieses Bereiches liegen im Gegensatz zu dem oben beschriebenen westlichen Ende der Ostia-Sandstein und die Kalke und Schiefer nicht mehr tektonisch nebeneinander, sondern unregelmäßig abgerundete Kalkbrocken bilden gradiert sedimentierte Bestandteile an der Basis der ersten, zu der Einschaltung überkippt liegenden Ostia-Sandsteinbank. Ehe die normale Ostia-Sandstein-Sequenz wieder einsetzt, folgt ein Bereich mit ca. 20 cm mächtigen Ostia-Sandsteinbänken, deren 2 - 50 cm mächtige Zwischenlagen von kleinen Kalkbrocken und schuppigen Schiefern der Einschaltung gebildet werden.

Nach diesen Aufschlußverhältnissen ist den Kalken und Schiefern bei Ostia eindeutig der Charakter einer resedimentären Einschaltung zuzuschreiben, deren Entstehung unter olisthostrombildenden Bedingungen vonstatten gegangen sein konnte.

Dieses Beispiel zeigt jedoch gleichzeitig, wie zweideutig selbst bei guten Aufschlüssen Olisthostrome in stark durchbewegten Sedimenten erscheinen können, so daß, wie in diesem Fall und möglicherweise auch bei anderen Vorkommen von Olisthostromen, eindeutige Verhältnisse durch die zwei-

fellos auch tektonische Phänomene erzeugenden olisthostrombildenden Vorgänge von vornherein verschleiert werden.

6.25 Fazielle Vertretung des Ostia-Sandsteines vom Groppo S. Giovanni

Unter dieser Bezeichnung soll eine Folge von Kalken und Schiefern zusammengefaßt werden, die im Bereich des Groppo S. Giovanni (im Taro-Tal zwischen Roccamurata und Ghiare) mit dem Ostia-Sandstein zusammen vorkommen.

Im Sedimentationsbild überwiegen schwarze, feinschuppige, zum Teil in größeren Linsen vorkommende Schiefer mit tektonisierten, bis 3 m mächtigen Kalkmergelbänken. Ferner kommen manganüberzogene, bis 10 cm mächtige Kalkbänke vor.

Als Einschaltung treten in diesen Kalken und Schiefern zum Teil sehr dünnbankige Ostia-Sandsteinpartien auf.

Da die Vertretung nur randlich erfaßt werden konnte, bleibt ihre Stellung zur Ghiare-Mattogno-Serie und zum Ostia-Sandstein unklar. Aufgrund der im folgenden Kapitel zu besprechenden Fauna ist jedoch das untercenomane Alter der Kalke und Schiefer sicher, so daß man durchaus auf ein unter den verwickelten heteropischen und isopischen Fazies-Verhältnissen zur Zeit der Ostia-Sandsteinsedimentation entstandenes Sediment schließen kann.

6.26 Alter des Ostia-Sandsteines

Die mikroskopische Untersuchung der Kalksandsteine und Schlämmproben sowie der gelegentlich vorkommenden Kalk- und Kalkmergelbänke erbrachte bis auf Radiolarien und Globigerina sp. keine spezifische Foraminiferenfauna.

In einer Einschaltung von schwarzen Schiefern mit geringmächtigen Kalkbänken innerhalb des Ostia-Sandsteines der faziellen Vertretung vom Groppo S. Giovanni konnte jedoch eine eindeutig bestimmbare Fauna gefunden werden:

Schliff II 230,I

?Ticinella roberti (GANDOLFI) oder
?Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
?Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI) oder
?Praeglobotruncana stefani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana cf. delrioensis (PLUMMER)
Radiolarien

Ferner erbrachte die fazielle Vertretung des Ostia-Sandsteines westlich des Groppo S. Giovanni mit dem Schliff II 232

?Ticinella roberti (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Praeglobotruncana stefani (GANDOLFI)
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Globigerinella sp.
Radiolarien.

Beide Faunen lassen sich dem unteren Cenoman zuordnen.

In einem mit bunten Schiefern verbundenen Ostia-Sandsteinvorkommen (900 m E Baselica), dessen Stellung an die Basis des Monte Gottero-Sandsteines und nicht an den Ostia-Sandsteinkomplex von Ostia gebunden zu sein scheint, wurden gefunden

Schliff II 9

Globotruncana cf. lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana imbricata MORNOD
?Praeglobotruncana sp. oder
?Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Globigerina sp..

Dieses Vorkommen ist dem unteren bis mittleren Turon zuzuordnen und entspricht damit der oberen Buntschiefer-Serie (s. Kap. 6.41)

Zieht man ferner das vom oberen Alb bis ins mittlere Turon reichende Alter der Pontolo-Serie in Betracht, deren sandig-mergelige Einschaltungen dem Ostia-Sandstein entsprechen können, so wird die eingangs erwähnte Einstufung des Ostia-Sandsteines in das Cenoman aus dem Aufnahmegebiet bestätigt.

Eine besondere Stellung nimmt der Fund von

Sonneratia sp.,

700 m östlich Bussetolo, im Tal des Torrente Manubiola (2 km SE Ghiare), ein.

Die Fundstelle ist an dunkelgrau-schwarze Ostia-Sandsteinbänke gebunden, die sich in einem Übergangsbereich von normalem Ostia-Sandstein zu grau-schwarzen Kalken und Schiefern befindet. Die Lagerungsverhältnisse sind durch den Autobahnbau Parma - Mare verschüttet worden.

Wegen der verdeckten Ventralregion kann die genaue Be-

stimmung des Hopliten nicht vorgenommen werden; seine zeitliche Einordnung dürfte jedoch dem mittleren Alb entsprechen.

Aufgrund dieses nicht exakt bestimmbaren stratigraphischen und paläontologischen Befundes soll an dieser Stelle die Vermutung über den Sedimentationsbeginn des Ostia-Sandsteines im Alb nur angedeutet werden.

6.3 Monte Gottero-Sandstein (MGS)

Eine mächtige Folge von Sandsteinen und Schiefern im südlichen Teil des Aufnahmegebietes gehört zu dem Monte Gottero-Sandstein - Komplex des Monte Molinatico und bildet damit die nordöstlichste Fortsetzung des nahezu 60 km langen Zuges dieser Gesteine von La Spezia über den Monte Gottero bis zum Passo della Cisa.

F. SACCO (1930-31) stellte dieses Sediment dem Macigno gleich, was einer Alterseinstufung in das obere Eozän entspricht.

Aufgrund der Ähnlichkeit des MGS mit den Sandsteinen und Mergeln des 'Tongriano' (Monte Barigazzo-Sandstein dieser Arbeit) verglich R. TEICHMÜLLER (1935) beide Sedimenttypen miteinander. Funde oligozäner Nummuliten in den Monte Barigazzo-Sandsteinen rechtfertigten damit auch das oligozäne Alter des MGS.

G. MERLA (1957) beschrieb den MGS des Aufnahmegebietes als allochthonen Macigno.

Erst P. ELTER und K. SCHWAB (1957) trennten die Sandsteine aus tektonischen Gründen als 'Arenaria superiore' von dem Macigno, woraufhin in der Folgezeit dieses Sediment als westliches Äquivalent des oligozänen Macigno angesehen wurde, dessen Sedimentation und tektonische Stellung mit der Argille scagliose im Liegenden zusammenhing (P. ELTER, 1958, 1960; P. ELTER und K. SCHWAB, 1959).

Durch Untersuchungen am Monte Gottero wurde von K.-J. REUTTER (1960) die stratigraphische Stellung des MGS in der Kreide erkannt und die Umbenennung der 'Arenaria superiore' in 'Monte Gottero-Sandstein (MGS)' vorgenommen.

1961 konnte K.-J. REUTTER in einer schiefrig-kalkigen Einschaltung des MGS am Passo del Bocco eine Fauna des höheren Alb und tiefsten Cenoman nachweisen, wodurch sich diese Sandsteine und Schiefer eindeutig als ein Sediment der ligurischen Fazies zwischen der AS_3 im Liegenden und der Buntschiefer-Serie im Hangenden erwiesen.

L. DALLAN und G. RAGGI (1961) und G. RAGGI (1964) stellen den MGS des Taro-Tales als oberstes Glied in den 'Komplex der Argille scagliose ofiolitifere' ('Complesso ligure' mit der Argille scagliose ofiolitifere an der Basis sowie der Argille varicolori und der Arenaria superiore zum Hangenden) und schließen mit den zum Teil auch eingeschalteten Buntschiefern an seiner Basis (obere mittlere Kreide) indirekt auf das cenomane Alter dieser Sandsteine.

P. ELTER (1962) teilt den MGS in die 'Grès inférieurs du Mte. Gottero'(Alb) und die 'Grès supérieurs du Mte. Gottero' (Maastricht) zwischen denen die 'Argiles bariolées' des Cenoman bis Turon vermitteln. Die 'Grès supérieurs du Mte. Gottero' - möglicherweise durch die Sandsteine des Monte Molinatico repräsentiert - sollen im Maastricht in einem 'Domaine des Grès du Mte. Gottero' zwischen dem 'Domaine du Flysch a Helminthoides' des Monte Antola westlich des Lavagna- und Trebbia - Tales und dem 'Domaine du Flysch de l'Alberese' des Monte Cassio am Po-Ebenenrand sedimentiert worden sein.

Im Aufnahmegebiet wurde die stratigraphische und tektonische Untersuchung des MGS durch die tiefgründige Verwitterung der Sandsteinbänke erschwert, deren Schuttmassen eine relativ dichte Vegetation ermöglichen und nur selten günstige Aufschlußbedingungen zulassen. Die Voraussetzung zur Ausbildung von Steilwänden ist damit selten gegeben, obwohl die Sandsteine am Monte Molinatico (1549 m) die höchste Erhebung der weiteren Umgebung bilden.

Die grau angewitterten, im frischen Zustand hellgraubraunen Sandsteinbänke des MGS können Mächtigkeiten von mehr als 5 m erreichen und liegen in Wechsellagerung mit maximal 1 m mächtigen, sandigen Mergeln und Schiefern.

An den Bänken ist in der Regel ein 'graded bedding' ausgebildet, wobei jedoch gelegentlich die ohne Beziehung zum Grading stehende Einlagerung von Mergelfetzen auffällig ist; diese Erscheinung steht vermutlich mit den unten erwähnten 'turbidity currents' im Zusammenhang, deren Strömungskraft die Mergel des Untergrundes mitzureißen vermochte. 'Flute casts' und 'groove casts' konnten ebenfalls beobachtet werden.

Im Dünnschliff erweisen sich die Sandsteinbänke als typische Grauwacken.

Schliff II 119

In kalzitischer Matrix liegen vorwiegend eckige, undulös auslöschende und häufig eine Mörtelstruktur zeigende Quarze mit einem maximalen Durchmesser von 0,6 mm. Die Feldspäte sind Orthoklase und Plagioklase, deren Zersetzung ein unterschiedliches Stadium erreicht hat. Biotit, zum Teil chloritisiert, und Muskovit treten zurück. Die Quarze besitzen teilweise Sillimanitkristalle. In dem Schliff befindet sich ferner ein Gesteinsrest aus Orthoklas und Quarz mit einem Durchmesser von 3 mm.

Der Schliff II 309 einer Kalkmergelbank erwies sich reich an Serpentinbruchstücken (max. ∅ 0,08 mm) neben denen Quarz zurücktritt.

Die Entstehung des MGS wird mit der Vorstellung über die Sedimentation durch 'turbidity currents' in Zusammenhang gebracht. Diese Annahme kann auch im Aufnahmegebiet mit den erwähnten Sedimentstrukturen unterstützt werden, wobei jedoch eine statistisch begründete Aussage über die Schüttungsrichtung des Materials wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht ermöglicht wurde. Die wenigen vorgefundenen 'flute casts' sprechen jedoch nicht gegen ein im SW oder S angenommenes Liefergebiet für den MGS (K.-J. REUTTER und C.-W. SAMES, 1964).

Die ungünstigen Aufschlußverhältnisse am Monte Molinatico lassen eine genaue Untersuchung des MGS dieses Bereiches nicht zu. Überträgt man die Lagerungsverhältnisse im Bereich des Passo del Bratello auf den gesamten Komplex des Monte Molinatico, konnte, zusammen mit der Voraussetzung einer ungestörten Lagerung, eine Gesamtmächtigkeit von 3,5 km vorliegen. Dieser Wert ist jedoch durch die unübersichtliche Tektonik vorgetäuscht.

P. ELTER und K. SCHWAB (1959) geben in dem Bereich Carro -

Zeri etwa 800 m Mächtigkeit an.

K.-J. REUTTER (1961) stellte am Monte Zatta ca. 1.200 m Monte Gottero-Sandstein fest.

6.31 Buntschiefer des Monte Gottero-Sandsteines

Eine stratigraphische Verbindung des MGS mit meist bunten Schiefern ist ein typisches Merkmal der MGS - Komplexe in südwestlicheren Gebieten (K.-J. REUTTER, 1961; A. BONI, 1961).

Die Vorkommen der Buntschiefer sind dort nicht nur an das Liegende und Hangende der Grauwackenfolge gebunden, sondern können, wie im Falle des MGS von Castelnuovo di Magra, das Resultat heteropischer Faziesverhältnisse darstellen (H. IBBEKEN, 1964).

Auch im Aufnahmegebiet kommen grau-braune, schwarze und rote Schiefer mit zum Teil manganreichen Kalken und Kalksandsteinen im Bereich des Groppalbero (2,6 km SE Borgo Val di Taro) und um Valdena vor.

Die stratigraphische Zugehörigkeit dieser Schiefer zum MGS kann jedoch in diesem Bereich nicht eindeutig entschieden werden, da die Buntschiefer der Pontolo-Serie bei Borgo Val di Taro nach Süden einschwenken und sich mit den möglicherweise als Gleithorizont des allochthonen MGS dienenden bunten Schiefern im Liegenden der MGS - Basis undifferenzierbar tektonisch verbunden haben können.

Die Unterscheidung der Buntschiefer im Liegenden des MGS von den Buntschiefern der Pontolo-Serie ist auch insofern schwierig, da es sich bei beiden Ausbildungen um Sedimente isopischer Fazies handelt, deren lithologische Unterschiede nur in sehr guten Aufschlüssen deutlich hervortreten.

Ausbildung und Verteilung der Buntschiefer von Valdena sprechen jedoch eher für die Zugehörigkeit dieser Vorkommen zum stratigraphisch Liegenden des MGS.

Als eine Ausnahme dieser schwer unterscheidbaren Verhältnisse können die bunten Schiefer und Kalke 750 m SW des Passo del Borgallo (außerhalb des kartierten Gebietes, südlich Valdena) angesehen werden. Dieses Vorkommen liegt bereits in dem untersten Niveau des MGS vom Monte Cucco und

läßt sich auch durch die sehr kräftige Färbung der Schiefer sowie das Auftreten charakteristischer Kalkarenite und Kalke von den Buntschiefern des Taro-Tales unterscheiden.

6.32 Alter des Monte Gottero-Sandsteines

Schliffe der Grauwacken- und Kalkmergelbänke sowie Schlämmproben der mergeligen Zwischenmittel erwiesen sich als fossilleer, so daß die Beurteilung der Altersfrage des MGS von den meist fossilführenden Buntschiefern abhängt.

So führen die Kalkarenite der bunten Schiefer in den Bereichen: Casa Grifola (750 m SE des Bahnhofes von Borgo Val di Taro; Schliffe II 73, II 76); am Groppalbero (Schliff II 352); östlich la Banca (Schliff II 123); im 825 m - Niveau, 650 m südöstlich Valdena (Schliff II 120,1) und 750 m SW Passo del Borgallo (Schliff II 119b)

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI),

so daß eine Einstufung dieser Buntschiefer - unter Berücksichtigung der oben erwähnten unsicheren Stellung eines Teiles derselben (Schliffe II 73, II 76, II 352) - in das Alb vorgenommen werden kann.

Eine Ausnahme dieses Befundes stellt der

Schliff II 351 eines Lesesteines vom Groppalbero dar, welcher mit

Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana cf. lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana helvetica BOLLI

ein unteres bis mittleres Turon anzeigt.

Eine direkte Alterseinstufung des MGS ist aufgrund dieser Befunde im Aufnahmegebiet nicht möglich.

Es sei jedoch auf die indirekte Einstufung des MGS dieses Gebietes in das Cenoman von L. DALLAN und G. RAGGI (1961) und G. RAGGI (1964) hingewiesen, welche aufgrund der bunten Schiefer (obere mittlere Kreide) des Gotra-Tales vorgenommen wurde.

Zusammen mit den paläontologischen Befunden der Buntschiefer des MGS am Passo del Bocco (K.-J. REUTTER, 1961; F. BARBIERI, 1964), Monte Ramaceto, Monte Gottero (K.-J. REUTTER, 1961) und bei Castelnuovo di Magra (H. IBBEKEN,

1964) kann der MGS dem oberen Alb, Cenoman und ?unteren Turon zugeordnet werden.

6.4 Buntschiefer-Ausbildungen und Pontolo-Serie

6.41 Buntschiefer-Ausbildungen

Ausbildungen vorwiegend grau-brauner Schiefer, deren Färbung lokal in ein kräftiges Rot und Rot-grün-schwarz übergehen kann, sind im Nordapennin als ein charakteristisches Sediment des Alb bis mittleren Turon weit verbreitet.

Bunte Schiefer und Mergel können jedoch auch die Basis des Tertiär-Alberese bilden und besitzen wiederum eine größere regionale Verbreitung als Sediment des Eozän - Oligozän.

Diese in der italienischen Literatur als 'Scisti policromi', Argille varicolori', Argilloscisti rossi', 'Banchi rossi' usw. bezeichneten Sedimente wurden zum Teil als ein der toskanischen Scaglia rossa entsprechendes Sediment der Liguriden behandelt, wobei die Schwierigkeit einer genauen stratigraphischen Einordnung aufgrund der tektonischen Verwicklung besonders der oberkretazischen bunten Schiefer teilweise zu Verwechslungen Anlaß gab.

So wurden in den Arbeiten von P. ELTER und K. SCHWAB (1957; 1959) und P. ELTER (1958; 1960) die bunten Schiefer an der Basis des MGS mit der Scaglia rossa der Toskaniden verglichen und damit die bereits erwähnte Gleichstellung des MGS mit dem oligozänen Macigno begründet.

Nach den Untersuchungen K.-J. REUTTERs (1960) am Monte Gottero und in anderen Teilen Liguriens (1961) erwiesen sich die von diesem Autor 1960 als 'Buntschiefer-Serie' zusammengefaßten bunten Schiefer dieser Bereiche eindeutig als ein Sediment des oberen Alb, Cenoman und unteren-mittleren Turon.

Diese Alterseinstufung der bunten Schiefer wurde auch in anderen Teilen des Nordapennins vielfach bestätigt.

Mit der bereits erwähnten Postulierung eines emilianischen Faziesraumes (K.-J. REUTTER und C.W. SAMES, 1964)

gewinnen die Buntschiefer Liguriens insofern eine Bedeutung, als sie sich aufgrund lokal begrenzter Vorkommen von Kalksandstein-Mergel - Einschaltungen dem auf nördlichere Gebiete vorwiegend beschränkten Ostia-Sandstein als äquivalent erweisen, dessen Buntschiefer-Einschaltungen wiederum zeitlich und faziell der Buntschiefer-Serie entsprechen.

Im Aufnahmegebiet liegen die ausschließlich allochthonen Vorkommen bunter Schiefer in einem Bereich zwischen den der emilianischen Fazies angehörenden, cenomanen bis unterturonen 'konglomeratführenden bunten Schiefern des Baganza-Tales' bei Pralerna am Monte Pareto (4 km nördlich der NE-Grenze des Aufnahmegebietes) und dem allochthonen Vorkommen der ligurischen Buntschiefer-Serie im Bereich des Monte Alto (8 km SW Borgo Val di Taro), welches nach L. DALLAN und G. RAGGI (1961) und G. RAGGI (1964) der oberen mittleren Kreide angehört.

Die Buntschiefer-Ausbildungen des Aufnahmegebietes entsprechen jedoch bis auf die Buntschiefer an der Monte Gottero-Sandstein - Basis keinem der beiden genannten Vorkommen direkt, sondern lassen sich in folgende Einheiten ordnen:

1. vorwiegend braune Schiefer mit bunten Schiefer-Einschaltungen und wenigen mächtigen Kalkmergelbänken im Bereich zwischen Pontolo im Taro-Tal und S. Siro im Mozzola-Tal,
2. Buntschiefer im oberen Tal des Torrente Mozzola sowie östlich und nördlich Borgo Val di Taro,
3. Buntschiefer-Einschaltungen im Ostia-Sandstein,
4. Buntschiefer an der Monte Gottero-Sandstein - Basis (bei Baselica, am Groppalbero und im Bereich von Valdena).

Stellen die Vorkommen (3) und (4) mit den ihnen übergeordneten Sedimenten 'Ostia-Sandsteine' und 'Monte Gottero-Sandsteine' eine stratigraphische oder tektonische Einheit dar, so liegt jedoch mit den Vorkommen (1) und (2) in diesem Bereich des Taro-Tales ein Sediment vor, dessen fazielle Verwandtschaft mit der Buntschiefer-Serie im Bereich des Monte Alto sowie mit den Ausbildungen (3) und (4) zwar ersichtlich ist, welches aber mit einer Anzahl eigentümlicher

Merkmale eine fazielle Sonderstellung einnimmt. Die Behandlung dieser beiden Ausbildungen (1 und 2) als selbständiges Sediment erscheint damit auch gleichzeitig als gerechtfertigt.

F. SACCO (1930-31) stellt die Ausbildung (1) den 'Calcare marnoso-argilloso a Fucoidi ed Elmintoidi (Liguriano l.s.) e marne' gleich und ordnet sie somit dem Eozän zu, während die Ausbildung (2) mit in die 'Argille scagliose' (Kreide) einbezogen wurde.

Auch G. MERLA (1957) sieht in der Ausbildung (1) einen Alberese-Typ (Oberkreide bis Eozän) und stellt die Ausbildung (2) mit in den heterogenen und tektonisierten Komplex der 'Argille scagliose'.

R. MARCHESI (1961) beschreibt die Ausbildung (1) als Basis der 'Calcari di Monte Dosso' (Barca-Alberese dieser Arbeit), was einer Einstufung in die oberste Kreide bis Eozän entspricht, während die Ausbildung (2) dem 'Alloctono indifferenziato' (Kreide bis Eozän) angehört.

K.-J. REUTTER und C.W. SAMES (1964) sehen in der typischen Ausbildung von wenigen mächtigen Kalkmergelbänken in viel Schiefern (Ausbildung 1) ein Sediment aus dem Grenzbereich des emilianischen und ligurischen Faziesraumes.

Ferner wurde die Ausbildung (1) von G. ZANZUCCHI (1963) als 'Marne di Pontolo' dem Monte Caio-Alberese (obere Ober-Kreide) gleichgestellt.

Aufgrund zahlreicher, gemeinsam auftretender, lithologischer und paläontologischer Merkmale sowie der typischen Ausbildung der Vorkommen (1) und (2) in dem Bereich der Ortschaft Pontolo im Taro-Tal (5 km NE Borgo Val di Taro) und der eventuellen Beschränkung des Vorkommens dieser Sedimente nur auf dieses Gebiet des Nordapennins, wurden beide Ausbildungen unter der Bezeichnung 'Pontolo-Serie' zusammengefaßt.

6.42 Pontolo-Serie

Die Pontolo-Serie besteht aus:

I. mächtigen, zum Teil bunten Schiefern mit wenigen, jedoch auffallend mächtigen Kalkmergelbänken, die in dem Bereich

von Pontolo über Castoglio und Branzone bis Granara aufgeschlossen sind und von dort über die Wasserscheide nach Norden bis in den Raum der Orte S. Siro und Roncotasco reichen;

II. in die Ausbildung I eingeschaltete und dem Ostia-Sandstein ähnelnde Kalksandsteine und Mergel;

III. schwarze und rote Schiefer mit wenigen geringmächtigen Kalkbänken, die sich in dem Bereich des Torrente Mozzola von der Ortschaft Sozzi aus nach N erstrecken sowie nördlich und östlich Borgo Val di Taro aufgeschlossen sind;

IV. Ophiolith-Kalkschutt und kleinere Spilitkörper, die unregelmäßig verteilt in den Ausbildungen I und III - vorwiegend an bunte Schiefer gebunden - vorkommen.

Betrachtet man die Ausbildung I (mit den eingeschalteten Ausbildungen II und IV) für sich, so kann man in bezug auf das Verhältnis zu den bekannten Buntschiefer-Ausbildungen von einer 'Pontolo-Serie im engeren Sinne' sprechen, da die sich entsprechenden sedimentologischen Merkmale beider Sedimente zurücktreten, und eine fazielle Eigenständigkeit der Ausbildung I damit stärker unterstrichen wird.

Bezieht man jedoch die Ausbildung III mit in den Vergleich ein, so wird die Buntschieferähnlichkeit der Pontolo-Serie stärker hervorgehoben, und man kann von einer 'Pontolo-Serie im weiteren Sinne' sprechen. Ihre fazielle Eigenständigkeit bleibt mit der Ausbildung I zwar bestehen, kann aber eher den buntschieferbildenden faziellen Voraussetzungen der Oberkreide zugeordnet werden.

6.421 Ausbildung I
Schiefer mit Kalkmergelbänken

Das auffälligste Element der Pontolo-Serie bilden im Taro-Tal mächtige, in kleine Schuppen und Splitter zerfallende, graubraune, stellenweise schwarze, rote und grüne Schiefer, deren eintöniges, zuweilen stark den Charakter von Badlands annehmendes Sedimentationsbild durch eine bzw. mehrere 5 - 8 m mächtige, hellgrau-braune, im frischen

Zustand grau-schwarze Kalkmergelbänke unterbrochen wird. Zusammen mit einer nur an wenigen Stellen beobachtbaren Kalksandsteinbasis und den muscheligen, matten Bruchflächen der leicht zu Scherben zerfallenden Bänke, ähneln sie den Kalkmergelbänken der Sedimente vom Typ 'Alberese'. Abb. 5

Ferner wurden bis 50 cm mächtige Bänke eines dunkel- bis hellbraun angewitterten, grauen, rissigen Kalkes ausgebildet.

Diesem Sedimentationsbild zufolge reagierten alle Kalkbänke und Schiefer der tektonischen Beanspruchung gegenüber in einer für die Pontolo-Serie charakteristischen Weise. So verursachte die Beanspruchung der Mergel eine schuppige und splittrige Schiefrigkeit, und weitere Bewegungen äußerten sich durch zahlreiche, die Schiefer lang durchlaufende und mit Kalkspat ausgefüllte Scherflächen.

In dieser Matrix waren die Kalk- und Kalk-Mergel-Bänke allen Bewegungen gegenüber leicht ausgesetzt, was zu einer völligen Auflösung ihres Verbandes führte und den wenigen "Alberesebänken" ihre heutige Position gab. Die Bänke zeigen deutlich alle charakteristischen Merkmale einer starken Dehnungsbeanspruchung, so daß nur in wenigen Fällen noch etwa 100 m lange Bänke vorkommen, die anderen Teile sich jedoch in unterschiedlichen Niveaus als boudinierte Bänke oder einzelne Linsen von zum Teil 100 m^3 Größe befinden. Bei Pontolo können die Kalkmergel im Steinbruchbetrieb abgebaut werden, um bei der Zementherstellung Verwendung zu finden.

Die günstigen Aufschlußbedingungen der Pontolo-Serie lassen immer wieder die keilförmig ausgedünnten, markanten tektonischen Gebilde dieser Bänke im Gelände gut erkennen. Aufgrund der tektonischen Verhältnisse ist jedoch ihre Anzahl nicht mehr mit genügender Sicherheit festzustellen. Vermutlich handelt es sich um eine bis 8 m mächtige Kalkmergelbank, die von einigen schmaleren Bänken begleitet wird.

Ein im Zusammenhang mit den hedbergellenführenden Kalkbrocken der Breccien-Serie bei Roccamurata (s. Kap. 6.14, Einschaltung 1) erwähnenswertes Vorkommen von geschichteten Kalkschuttbänken in grau-schwarzen Schiefern befindet sich als Bestandteil der Pontolo-Serie 500 m NW Roccamurata im

Bachbett westlich Casa Aviu. Auch in diesem Falle führen die in Kalkmergel übergehenden Basisbereiche der Kalkarenite in der kalzitischen Matrix

Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)

neben gut abgerundeten Kalkbrocken (z.T. Calpionellen-Kalke), sehr wenig Quarz und Glimmer.

6.422 Ausbildung II
Kalksandstein-Mergel - Einschaltung

Aufgrund der Ähnlichkeit mit dem Ostia-Sandstein von Ostia wurde diese Ausbildung bereits in dem Kapitel 6.2 beschrieben.

6.423 Ausbildung III
Schwarze und rote Schiefer mit Kalkbänken

Diese Ausbildung III wurde trotz ihrer abweichenden Lithologie den übrigen Gesteinen der Pontolo-Serie vom Taro-Tal zugeordnet, da

1. die Übergangsbereiche südlich der Ortschaft Sozzi und südwestlich Pontolo in ihrer derzeitigen aufgeschlossenen Form kontinuierliche Übergänge zeigen,
2. die tektonische Position dieser Sedimente gleichbleibt und
3. die Fauna dieser Ausbildung den Faunen im übrigen Bereich der Pontolo-Serie entspricht.

Es handelt sich um vor allem im Bereich des Torrente Mozzola aufgeschlossene, überwiegend schwarze, feinschuppige Schiefer, deren Färbung stellenweise durch ein intensives Rot oder Grau-Braun ersetzt werden kann.

In den Schiefern befinden sich meist lokal beschränkt bis zu 1,50 m mächtige, graue oder graubraune, stark tektonisierte Kalkbänke. An den weniger mächtigen Kalkbänken kann häufig ein dünner Manganüberzug beobachtet werden.

Im oberen Bereich des Torrente Varacola und bei Porcigatone (nördlich Borgo Val di Taro) treten die bunten Schiefer zurück und werden von maximal 2 m mächtigen, grauen Kalkbänken mit schmalen Schieferzwischenlagen ersetzt. Der strati-

graphische Vergleich dieser zum Teil stark tektonisierten und den Rio Zerbio-Kalken ähnelnden Kalkbänke mit den bunten Schiefern beruht auf einer sich entsprechenden Fauna, der gleichbleibenden Position unter dem 'Tongriano' sowie der Voraussetzung einer immer wieder beobachteten starken Variation der Buntschiefer-Ausbildungen des Aufnahmegebietes.

Die Vorkommen des gebankten Ophiolith-Kalk - Schuttes der Pontolo-Serie (s. Kap. 6.424) sind als räumlich beschränkte Einschaltungen an die vorwiegend roten Schiefer der Ausbildung III gebunden und befinden sich westlich und südwestlich Sozzi sowie im 450 - 475 m Bereich des Torrente Varacola.

6.424 Ausbildung IV
Ophiolith-Kalk-Schutt

Einen untergeordneten, jedoch sehr charakteristischen Bestandteil der Pontolo-Serie bilden Breccien aus überwiegend Ophiolith- und Kalk-Schutt.

In den bereits erwähnten Lokalitäten der Ausbildung III treten sie als deutlich gradierte, 0,2 - 2 m mächtige Bänke auf, während in der Ausbildung I nur isolierte Körper bis zu 1 m^3 Größe beobachtet wurden.

Die Vorkommen der Breccien sind in der Regel an die Gegenwart roter, grüner und schwarzer Schiefer gebunden.

Schliffbilder zeigen in karbonatisch - detritischer Matrix einen hohen Anteil von Serpentinit- und Spilitschutt neben Kalkbrocken (z.T. rot), Quarz, Chloritfragmenten, Plagioklas und Orthoklas. Die Größe der Komponenten beträgt maximal 1 - 2 cm.

Der prozentuale Anteil der Gesteinsfragmente in den Breccien variiert unter den Lokalitäten stark, so daß im Rahmen der Untersuchungen keine Gesetzmäßigkeiten erfaßt werden konnten.

Ein gutaufgeschlossenes Vorkommen ungebankter Breccien befindet sich 800 m nördlich Branzone. An dieser Stelle überwiegen maximal 5 m mächtige Breccienkörper, die aus teilweise faustgroßen Kalk- und hauptsächlich Spilitkomponenten in grünen Schiefern bestehen und den Eindruck olisthostrom-

artiger Bildungsweise vermitteln. Im Dünnschliff zeigt sich wiederum ein verhältnismäßig hoher Anteil von Spilitbruchstücken neben Serpentin- und Kalkfragmenten. Der gerade in diesem Bereich vorkommende hohe Gehalt an spilitischem Material wird durch die Anwesenheit bis zu 50 m^3 großen Spilitbreccienkörpern mit anhaftenden, zum Teil roten Kalkbrocken unterstrichen.

Die Vermutung, es könnte zur Bildungszeit der Pontolo-Serie ein submariner Vulkanismus geherrscht haben, läßt sich an Hand des Geländebefundes nicht eindeutig beweisen.

Bei den meisten Vorkommen bunter Schiefer treten auch in Abwesenheit der Breccien dünnbankige, grüne Subgrauwacken auf, deren Komponenten aus Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Glimmer, Zirkon, ?Turmalin und Glaukonit bestehen. Die Grünfärbung wird durch Chlorit, chloritisierte Biotite sowie durch den Glaukonitgehalt verursacht..

6.425 Alter der Pontolo-Serie

Das Alter der Pontolo-Serie kann aufgrund zahlreicher Foraminiferenfunde aus dem Gesamtbereich ihrer Verbreitung mit genügender Sicherheit angegeben werden. In Dünnschliffen wurden gefunden:

Globotruncana helvetica BOLLI
Globotruncana imbricata MORNOD
Globotruncana renzi THALMANN und GANDOLFI
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Rotalipora montsalvensis MORNOD
Rotalipora cushmani (MORROW)
Rotalipora cf. turonica BROTZEN
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Praeglobotruncana stefani GANDOLFI
Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI)
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)
Globigerina cf. infracretacea GLAESSNER
Globigerinella sp.
Schackoina sp.
Oligostegina sp.
Gümbelina sp.
Radiolarien.

Diese Fauna spricht - ohne Berücksichtigung des Umlagerungsfaktors - für eine Bildungsdauer der Pontolo-Serie vom

oberen Alb bis in das mittlere Turon.

Die am häufigsten angeschliffenen Assoziationen gehören dem oberen Alb und Cenoman an und entstammen Proben sowohl aus der Ausbildung I als auch aus der Ausbildung III.

Die jüngste, das untere bis mittlere Turon anzeigende Fauna fand sich im Grenzbereich der Ausbildungen I und II, 400 m SW der Ortschaft Costa sowie in einer Kalksandstein-Mergel - Einschaltung der Ausbildung I am Casa Cercao (NE Branzone). Beide Lokalitäten befinden sich in den obersten Bereichen der Pontolo-Serie.

In der Ausbildung II konnte nur Pithonella ovalis (KAUFMANN), Globigerinella sp., Gümbelina sp. und Oligostegina sp. aufgefunden werden.

6.426 Fazies und Mächtigkeit der Pontolo-Serie

Die Beziehungen zwischen den Ausbildungen I und III der Pontolo-Serie können wegen der vorwiegend schiefrig ausgebildeten und damit unzureichend aufgeschlossenen Grenzbereiche nur indirekt gefolgert werden.

Beweise für die Annahme eines rein tektonischen Verhältnisses beider Typen zueinander können nach dem Geländebefund nicht erbracht werden.

Eher vermag man mit den derzeitigen Aufschlußverhältnissen und dem Vergleich der Faunen auf eine sedimentäre Beziehung beider Typen schließen, nach der die Ausbildung I als eine lokal beschränkte Variation der Buntschieferfazies angesehen werden kann.

In den Übergangsbereichen beider Sedimenttypen bei Sozzi und Roncotasco im N und südwestlich Pontolo im Taro-Tal liegt einmal der Ersatz der vorwiegend grau-braunen Schiefer der Ausbildung I durch die schwarz-bunten Schiefer der Ausbildung III vor, und zum anderen gehen die Vorkommen der sehr charakteristischen, mächtigen Kalkmergelbänke der Ausbildung I nicht in die Ausbildung III über.

Vergleicht man die Faunen beider Ausbildungen miteinander, so liegen in beiden Fällen überwiegend Assoziationen des Alb und Cenoman vor. Von besonderer Bedeutung ist jedoch die Beschränkung der jüngsten, das untere - mittlere Turon anzeigenden Fauna auf die obersten Bereiche der Aus-

bildung I bei Costa und am Casa Cercao.

Es kann daher angenommen werden, daß innerhalb eines lokal begrenzten und wegen der Allochthonie der Pontolo-Serie nicht mehr zu lokalisierenden Bereiches des ligurischen Buntschiefer-Ablagerungsraumes die Sedimentation vom Alb bis zum mittleren Turon kontinuierlich durchlief. Die starke fazielle Variation der Sedimente in anderen mehr oder weniger verwandten Bereichen (Gruppe der Sedimente des oberen Alb bis mittleren Turon), in denen die Buntschiefer nur untergeordnet zur Ablagerung kamen, äußerten sich dabei in der spezifischen Sedimentation der Ausbildung I und II.

Die Mächtigkeit der vorwiegend grau-braunen Schiefer, die nicht nur untergeordnet vorkommende Einschaltung von Siltsteinen und Mergeln der Ausbildung II sowie die mächtigen Kalkmergelbänke unterstützen diese Vermutung.

Möglicherweise lagen in diesem Sedimentationsraum nicht nur Voraussetzungen vor, während des Cenoman ein dem Ostia-Sandstein faziell entsprechendes Sediment auszubilden, sondern es existierte sogar während der Ausbildung der mächtigen Kalkmergelbänke die fazielle Voraussetzung für eine Alberese-Sedimentation. Diese in der oberen Oberkreide typische und weit verbreitete Alberese-Fazies wäre damit in dem Sedimentationsbereich der Pontolo-Serie eventuell schon im unteren-mittleren Turon in einer spezifischen Variante zum Einsatz gekommen.

Für diese Vermutung spricht nicht zuletzt auch die von den eingangs zitierten Autoren vorgenommene Typisierung der Ausbildung I der Pontolo-Serie als ein Sediment der Alberese-Fazies.

In diesem Zusammenhang ist auch ein stratigraphischer Verband der Pontolo-Serie mit dem Barca-Alberese denkbar, zumal der Monte Antola-Alberese bei Montoggio (H. IBBEKEN, 1962) und Torriglia (K.-J. REUTTER, 1961) mit den Buntschiefern im Liegenden eine stratigraphische Einheit bilden kann.

Das gemeinsame Vorkommen von Schiefern (Ausbildung I und III) mit Siltsteinen und Mergeln (Ausbildung II), Ophiolith-Kalkschutt-Breccien, Olisthostromen und Spilit (Ausbildung IV) sowie die Andeutung einer Alberese-Sedimentation (Ausbildung I) bedeutet im Falle der Pontolo-Serie, daß es in

einem längeren, durch allgemein vorherrschende Bodenunruhe gekennzeichneten Zeitraum (vom oberen Alb bis zum mittleren Turon) in einem Gebiet der Apennin-Geosynklinale zu stark ausgeprägten faziellen Konvergenzerscheinungen (Heteropie) kommen konnte. Das Resultat dieser Vorgänge war eine zusammengehörende Folge von eugeosynklinalen Gesteinen, Turbiditen und Olisthostromen zusammen mit einem angedeuteten basischen Vulkanismus.

Damit erweist sich die Pontolo-Serie als ein Sediment räumlich extrem konzentrierter Flyschbedingungen, die in einem Gebiet zwischen buntschiefer-, sandstein-, breccien- und alberese-ausbildenden Faziesbereichen durchaus existent gewesen sein konnten.

Über die Mächtigkeitsverhältnisse der Pontolo-Serie sind keine sicheren Angaben möglich, da die Tektonik dieser vorwiegend schiefrigen Sedimente nicht eindeutig überblickt werden kann. Größere Mächtigkeiten in den Profilen können durchaus vorgetäuscht sein.

Die maximale Mächtigkeit beträgt etwa 800 m.

6.5 Ghiare-Mattogno-Serie (GMS)

Unter dieser Bezeichnung wurden einige Sedimenttypen zusammengefaßt, die in einem 700 m breiten und 5 km langen Streifen von dem Tunnel der Bahnstrecke Parma - La Spezia aus (zwischen den Stationen Valmozzola und Ghiare) in südöstlicher Richtung längs des linken Taro-Ufers vorkommen und in ihrer Gesamtheit nur ungenügend aufgeschlossen sind.

Die wenigen guten Aufschlüsse lassen jedoch lithologische und faunistische Vergleiche zu, so daß ihre Zusammenfassung unter dem Aspekt der Aufschlußverhältnisse am Gehöft Mattogno, 700 m westlich Ghiare, mit der Bezeichnung 'Ghiare-Mattogno-Serie' zweckmäßig erscheint.

F. SACCO (1930-31) ordnete diesen Bereich des Taro-Tales zum größten Teil den eozänen 'Calcare marnoso-argilloso a Fucoidi ed Elmintoidi (Liguriano l.s.) e marne' zu und kartierte einen schmalen Streifen längs des Taro als 'Argille scagliose' aus.

G. MERLA (1957) beschreibt das Gebiet innerhalb derselben Grenzen entsprechend F. SACCO als 'Argille scagliose' (im Sinne eines tektonisierten Komplexes) und als 'Calcari alberesi a fucoidi ed elmintoidi', gibt der letzteren Ausbildung jedoch ein oberkretazisches bis eozänes Alter.

Die neueren Untersuchungen von A. SEGNINI (1961), R. MARCHESI (1961) und M. PIERI (1961) entsprechen denen der beiden erstgenannten Autoren und weichen nur insofern ab, als der Bereich der Argille scagliose, welcher wieder einen großen Teil der Sedimente einnimmt, dem der 'Argille scagliose' G. MERLAs entsprechenden 'Alloctono indifferenziato' (Kreide bis unterstes Eozän) angehört. Der verbleibende Teil der Ghiare-Mattogno-Serie wurde als 'Calcari di Monte Dosso' (Eozän mit Oberkreidebasis) auskartiert.

Es ist verständlich, daß die Sedimente eines so beschränkten, schlecht aufgeschlossenen Areals bei großräumigen geologischen Untersuchungen den Standardtypen der Sedimente des Nordapennins zugeordnet wurden.

Betrachtet man jedoch die Aufschlüsse unter dem Gesichtspunkt der Argille scagliose, so ist es allenfalls der chaotische Charakter der Sedimente, welcher diese Bezeichnung rechtfertigt. Mit dem von diesen Autoren ebenfalls unter der Bezeichnung 'Argille scagliose' oder 'Alloctono indifferenziato' zusammengefaßten großen Anteil von Sedimenten dieses Gebietes (Breccien-Serie dieser Arbeit), haben die Gesteine der GMS jedoch weder den olisthostromartigen Charakter noch die typische Gegenwart ophiolithischen Materials gemein. Auch ist der Vergleich mit einem oberkretazischen oder eozänen Alberese dieses Gebietes unzureichend, selbst wenn man ihn unter dem Aspekt der Oberkreidebasis der 'Calcari di Monte Dosso' anstellt (A. SEGNINI, 1961).

Die Aufschlüsse am Gehöft Mattogno zeigen überwiegend braun-schwarze Mergel und Schiefer in Wechsellagerung mit grau-braun angewitterten, bis 50 cm mächtigen Bänken eines grauen, mergeligen Kalkes. Dazu gehören wenige bis 2 m mächtige Kalkmergelbänke und etwa 50 cm mächtige Kalksandsteinbänke.

250 m NE Casa Mattogno befindet sich ein 250 m langer und 20 - 25 m mächtiger Aufschluß mit grauen, 0,3 - 2 m mäch-

tigen Kalkmergelbänken und in geringem Umfang auch Radiolaritbänken, die mit wenigen harten und splittrigen Schiefern in Wechsellagerung stehen.

Die hellgrauen bis hellgraubraunen Bänke sind zum größten Teil sehr hart und verwittern zu scharfkantigen, kleinen Splittern. Besonders auffällig ist der bei diesem Vorgang entstehende mangan- und eisenhydroxydüberzug der Bänke, welcher dem gesamten Aufschluß eine graublau-schwarze und zum Teil weiß-braune Anwitterungsfarbe gibt. Der Hang vermittelt so einen charakteristischen scheckigen Eindruck.

Im Dünnschliff erweist sich das Gestein als Kalkmergel oder dichter, braun gefärbter Radiolarit, dessen zum Teil pyritisierte Radiolarien vermutlich bei der Verwitterung den charakteristischen Überzug verursachen.

Auffällig ist die Verknüpfung beider genannten Sedimenttypen mit den Kalksandsteinen und Mergeln eines Ostia-Sandsteines, der an dieser Stelle in etwas mergeliger Ausbildung als bei Ostia, jedoch weniger mergelig als die entsprechende Einschaltung in der Pontolo-Serie ansteht. In den oberen Bereichen dieses Ostia-Sandsteines kann eine bis 2 m mächtige Kalksandsteinbank auftreten, die durch unregelmäßig "eingestreut" erscheinende Lagen von etwa millimetergroßen, zum Teil gut abgerundeten Quarz- und Sedimentgesteinsbrocken ausgezeichnet ist. Auch wurden nur in diesem Ostia-Sandstein zweifach eingedrückte Gastropodenspuren beobachtet.

Wie die Aufschlußverhältnisse 100 m SW la Fratta zeigen, handelt es sich wahrscheinlich bei den beiden beschriebenen Sedimenten der GMS um eine Einschaltung in diesem Ostia-Sandstein, wobei jedoch die fast söhlige und ungefaltete, normale Lagerung des Ostia-Sandsteines gegenüber den spezialgefalteten Kalkbänken und Schiefern zu beachten ist.

Eine den Verhältnissen von Mattogno ähnelnde Ausbildung ist in dem Bachbett 500 m westlich Mattogno aufgeschlossen. Die stark tektonisierten und meist nur in Boudinagen auftretenden, hellbraun angewitterten Kalke und Kalkmergelbänke (hier mit Mächtigkeiten bis zu 5 m) werden von dichten, 2 - 15 cm mächtigen, grauen Sandkalken in schwarzen Mergeln abgelöst, die wiederum einen Horizont mit unregel-

mäßig verteilten Lagen gröberen Kornes führen. Treten die scheckig angewitterten Radiolarit- und Kalkmergelbänke auch in diesem Bereich nicht auf, so ist jedoch als neue Ausbildung eine im Aufschluß 10 x 10 m große Linse mit schwarzen, feinsplittrigen Schiefern und nur wenigen, bis 5 cm mächtigen, manganüberzogenen Kalkbänken besonders auffällig. Dünnschliffe von Kalkareniten der nächsten Umgebung zeigen mit Schliff II 205

Globotruncana helvetica BOLLI
Globotruncana imbricata MORNOD
Globotruncana renzi THALMANN und GANDOLFI
Globotruncana schneegansi SIGAL
Globotruncana sigali REICHEL
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN
Globotruncana turbinata REICHEL
Praeglobotruncana sp.
?Rotalipora sp.
?Hedbergella trocoidea (GANDOLFI)

ein unteres bis mittleres Turon an, während die hellbraun angewitterten Kalke und Kalkmergelbänke dieses Bereiches mit

Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI)
Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
Praeglobotruncana sp.

ein oberes Alb bis unteres Cenoman anzeigen.

Im nördlichen Teil des Streifens der GMS, westlich des Eisenbahntunnels, treten am Gehöft Casa di Bada wieder in geringem Umfange die scheckig angewitterten Kalkmergel- und Radiolaritbänke auf mit der Oberalbfauna:

Schliff 172

Praeglobotruncana sp.
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Globigerina cf. infracretacea GLAESSNER
Globigerinella sp.
Radiolarien.

Wiederum mit dem Ostia-Sandstein vermutlich sedimentär verbunden befinden sich hier ebenfalls viel Schiefer mit zerrissenen Kalkbänken. Die sedimentäre Zusammengehörigkeit dieser Bildungen mit den scheckig angewitterten Bänken unterstreicht ein kleines Vorkommen am Punkt 454 m, 350 m NW Casa di Bada.

500 m NE Casa di Bada erbrachten in viel Schiefern liegende Kalke

Schliff 71,I

Praeglobotruncana sp.
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI)
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Globigerinella sp.

Schliff 219,II

Praeglobotruncana sp.
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI)
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
Globigerinella sp.,

so daß dieser ganze Bereich der GMS in das obere Alb bis untere Cenoman gestellt werden kann.

Die Zusammengehörigkeit der Sedimente des oberen Alb bis unteren Cenoman kompliziert sich, abgesehen von dem Vorkommen der Sedimente mit einer unter- bis mittelturonen Fauna, durch die Existenz oberpaläozäner und mitteleozäner bis ?oligozäner Sedimente, deren äußeres Erscheinungsbild bis auf das partielle Auftreten roter Schiefer sich ganz dem der GMS anpaßt (s. Kap. 8.2).

Rote Schieferlinsen befinden sich ferner in der Nähe der Ortschaften Sartora und Osella sowie 500 m westlich Osella (SW der Station Valmozzola).

Die Gegenwart tertiärer Kalke und Schiefer in diesem Raum stellt - neben dem bereits durch die vieldeutigen Aufschlußverhältnisse wenig klaren Zusammenhang der Sedimente - besonders die Möglichkeit einer sedimentären Beziehung zwischen der GMS und dem Valmozzola-Alberese in Frage, wie sie aufgrund der Altersverhältnisse zueinander durchaus denkbar wäre. Dieser mögliche sedimentäre Zusammenhang wird besonders unterstützt durch Schiefer und Kalkbänke des oberen Alb und unteren Cenoman mit

Schliff II 500,I

Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Rotalipora appenninica (O.RENZ)
Thalmanninella ticinensis (GANDOLFI)
„Hedbergella trocoidea (GANDOLFI) oder
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Biticinella ("Anomalina") breggiensis (GANDOLFI)
Planomalina buxtorfi (GANDOLFI),

welche auf dem Monte Gazzo (1,5 km NW Ghiare), im südlichen

Bereich des 700 m - Niveaus, einen durchaus als sedimentär ansprechbaren Kontakt zum Valmozzola-Alberese aufweisen.

Die Mächtigkeit der GMS kann wegen der unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse nur annähernd geschätzt werden. Nach der maximalen Aufschlußhöhe muß der Betrag unter 500 m liegen, so daß mindestens 150 m Mächtigkeit vorliegen könnten.

Nach diesem Geländebefund erweist sich die GMS als eine stark tektonisierte Masse, deren Deutung im Rahmen dieser Untersuchung problematisch bleibt.

In dem Kapitel 6.425 wurde auf das gemeinsame Vorkommen von typischen Buntschiefer-Ausbildungen neben gleichaltrigen, jedoch als Wechsellagerung von Kalkbänken mit Mergeln vorkommenden Sedimenten hingewiesen.

Überträgt man diese Beobachtungen auf die GMS, so könnte damit ein Teil dieser Sedimente als eine Abart der Buntschiefer-Sedimentation gedeutet werden, welche auch im Zusammenhang mit der Ostia-Sandstein - Bildung zur Ablagerung gekommen sein konnte.

Die Stellung der jüngeren, insbesondere der tertiären Sedimente innerhalb dieses Komplexes ist jedoch durch die tektonischen Vorgänge völlig verdeckt worden.

Um der Schwierigkeit einer tektonischen Trennung oder einer stratigraphischen Verbindung der Gesteine der GMS auszuweichen, bleibt noch die Möglichkeit einer Exponierung und Resedimentation verschiedener Sedimente der Oberkreide und des Paläozän im Eozän/Oligozän denkbar (s. Kap. 8.2).

6.6 Fazies der Sedimente des oberen Alb bis mittleren Turon

Nach dem Geländebefund können für die sechs Serien des oberen Alb, Cenoman und unteren bis mittleren Turon lithologische Typen herausgestellt werden, die neben dem Auftreten von Spilit und der Ausbildung einiger Ablagerungen als Turbidite und Olisthostrome gemeinsame Merkmale darstellen.

Es handelt sich um:

A. die charakteristischen Sedimenttypen:

1. Sandstein-Mergel - Wechsellagerungen, deren Sedimentation möglicherweise mit der Wirkung von 'turbidity currents' zusammenhing. In den Sedimenten Ostia-Sandstein und Monte Gottero-Sandstein besitzen sie regionale Verbreitung und kommen in der Pontolo-Serie als Einschaltungen vor;
2. Bunte Schiefer. Es handelt sich hauptsächlich um graubraune, splittrige Schiefer, die partiell eine ganz charakteristische Rot-, Grün- und Schwarz-Färbung besitzen können. Kalk-, Kalkmergel- und Kalksandstein - Bänke wurden nur in geringem Umfange ausgebildet. Derartige Schiefer stellen das Hauptelement der Pontolo-Serie dar, befinden sich an der Basis des Monte Gottero-Sandsteines und kommen im Ostia-Sandstein als typische Einschaltungen vor. In der Ghiare-Mattogno-Serie stehen sie meist mit Kalken und Kalkmergeln in Wechsellagerung, so daß ihre Stellung in diesem Fall weniger stark ausgeprägt ist;
3. Ophiolith-Kalk - Schutt, welcher graduiert abgelagert oder in Form von Breccien auftreten kann. In der Pontolo-Serie und im Ostia-Sandstein bildet er untergeordnete Einschaltungen. Mit der Breccien-Serie besitzt er größere Mächtigkeit und Verbreitung;

B. Vorkommen von Vulkaniten,
wobei neben den möglicherweise nicht nur umgelagerten Serpentiniten der Breccien-Serie besonders die Spilite dieser Serie und das begrenzte Spilit-Vorkommen in der Pontolo-Serie (nördlich Branzone) beachtet werden müssen;

C. die Sedimentformen:

1. Turbidite (Ostia-Sandstein und Monte Gottero-Sandstein),
2. Olisthostrome. Sie treten in dem Ostia-Sandstein (Einschaltung von Ostia) und in der Pontolo-Serie nur in beschränktem Umfange auf, besitzen aber in Form der Breccien-Serie größere regionale Bedeutung.

Die Tabelle I gibt einen Überblick über die charakteristischen Merkmale der sechs Serien.

Merkmale	BS	OS	MGS	PS	BSS	GMS
Sandstein-Mergel Wechsellagerungen		+++	+++	+		+
Bunte Schiefer		+	+	+++	+++	+
Ophiolith-Kalk-Schutt	+++	+		+		
Spilit	+			+		
Turbidite	+	+++	+++	+		+
Olisthostrome	+++	+		+		

Tab.I Gemeinsame Merkmale der sechs Serien des oberen Alb bis mittleren Turon

+++ - Hauptmerkmal
+ - untergeordnet vorkommendes Merkmal

BS - Breccien-Serie
OS - Ostia-Sandstein
MGS - Monte Gottero-Sandstein
PS - Pontolo-Serie
BSS - Buntschiefer-Serie an der Basis des MGS im Tarodine-Tal (Valdena)
GMS - Ghiare-Mattogno-Serie

Aufgrund der 'Altersgleichheit' der sechs genannten Serien können in dem Zeitraum vom oberen Alb bis zum mittleren Turon stark differenzierte und sich überlagernde Faziesverhältnisse angenommen werden, deren Rekonstruktion durch die Allochthonie aller Serien besonders erschwert wird.

So stellen besonders die bunten Schiefer Sedimente einer übergeordneten und über den genannten Zeitraum immer wiederkehrenden Fazies dar, da sie als Einschaltungen in dem Monte Gottero-Sandstein und dem Ostia-Sandstein heteropische Faziesverhältnisse aufzeigen und beispielsweise mit den bunten Schiefern am Monte Alto (SW Borgo Val di Taro) und im Taro-Tal (Pontolo-Serie) selbst größere Mächtigkeiten besitzen können.

Eine damit gleichzeitig angedeutete isopische Fazies

wird noch besonders durch die diesen ligurischen oder emilianischen bunten Schiefern entsprechende cenomane Scaglia rossa des toskanischen Faziesraumes unterstrichen, welche aus einer ca. 250 m mächtigen Wechselfolge von allerdings nichtflyschartigen, roten und grünen Kalken mit Mergeln besteht.

Der ständige Buntschiefer-Einschlag in zwei verschiedenen Folgen eines gemeinsamen Sedimentationscharakters - wie er von dem Ostia-Sandstein und dem Monte Gottero-Sandstein dargestellt wird - läßt einen geringfügig differenzierten Ablagerungsraum mit einer eugeosynklinalen Fazies vermuten, welcher zu gleicher Zeit, jedoch aus verschiedenen Richtungen mit psammitisch - pelitischem Material durch 'turbidity currents' beliefert wurde; zum anderen können zwei mehr oder weniger in sich geschlossene Faziesräume mit turbiditbildendem Sedimentationscharakter angenommen werden, welche durch die Ablagerungen eines dritten, zwischen ihnen vermittelnden, reinen eugeosynklinalen Raumes gelegentlich und in einem unterschiedlichen Grade beeinflußt wurden.

Wieweit die eine oder andere Möglichkeit in der Oberkreide stärker ausgeprägt war, läßt sich kaum mehr rekonstruieren. Mit den in Flyschgebieten vorherrschenden raschen und intensiven Bewegungen des Untergrundes wird es auch vermutlich zu keiner der beiden Möglichkeiten dieser Faziesverteilung über den genannten Zeitraum gekommen sein, sondern die Verhältnisse werden sich relativ häufig und einschneidend entsprechend den angedeuteten Möglichkeiten geändert haben.

Mit den in Kapitel 6.426 erläuterten Faziesverhältnissen der Pontolo-Serie kann jedoch ein über diese Zeit selbständiger Sedimentationsraum angenommen werden. Die Verbindung der Pontolo-Serie mit den Buntschiefern im Bereich des Monte Alto und anderen Teilen der ligurischen Buntschiefer-Serie ist jedoch nach dem Geländebefund nicht direkt durchführbar. Der gegenwärtig unübersichtliche Zusammenhang dieser Sedimente konnte jedoch weitgehend durch Abquetschung der Schiefer während der gebirgsbildenden Vorgänge verursacht worden sein.

Einen Anhaltspunkt für die Zusammengehörigkeit wenigstens der bunten Schiefer des Gotra-Tales mit den Schiefern der

Pontolo-Serie bietet eine sich völlig beziehungslos in diesen Schiefern befindende ca. 100 m lange und 16 m mächtige Kalksandstein-Kalkmergelbank am km 5 der Straße nach Albareto. Diese Bank liegt in überkippter Lagerung und entspricht bis auf die verhältnismäßig mächtige Kalksandsteinbasis dem Erscheinungsbild der Kalkmergelbänke in der Pontolo-Serie des Taro-Tales (Ausbildung I).

Von besonderer Bedeutung für einen Teil des Buntschiefer-Sedimentationsraumes sind die Gesteine der Breccien-Serie. Als Produkt olistostrombildender Vorgänge passen sie sich den genannten Faziesverhältnissen nur im Sinne einer 'tektonischen Fazies' an, was jedoch für eine starke Bodenunruhe in dem behandelten Zeitabschnitt spricht.

Die Resedimentation älterer Sedimente und das Auftreten eines basischen Vulkanismus im Zusammenhang mit der oberkretazischen Buntschiefer-Sedimentation ist zwar in der Breccien-Serie, dem Ostia-Sandstein und der Pontolo-Serie nur angedeutet, kann aber im Nordapennin allgemein beobachtet werden (K. GÖRLER und K.-J. REUTTER, 1963; H. IBBEKEN, 1964; W. KUBE, 1965).

Auch die weite Verbreitung der charakteristischen Rotfärbung der Schiefer dieses Zeitraumes ist unter dem Gesichtspunkt dieser Vorgänge als Anzeichen gleichzeitig stattgefundener vulkanischer Tätigkeiten zu deuten.

Neben diesen allgemeinen, sich aus dem Geländebefund ergebenden faziellen Erwägungen stellt sich die Frage nach einer direkten Zuordnung dieser Sedimente zu den drei großen Faziesräumen des Nordapennins (K.-J. REUTTER, 1961; C.W. SAMES, 1963; K.-J. REUTTER und C.W. SAMES, 1964).

Eindeutig als Sedimente ligurischer Fazies sind der Monte Gottero-Sandstein und die mit ihm verbundenen Buntschiefer (Buntschiefer-Serie des Ligurikums) anzusehen. Bereits im Bereich des Passo del Bocco bilden sie mit der gesamten Abfolge der älteren ligurischen Sedimente eine stratigraphische Einheit, wobei jedoch die Allochthonie dieses Komplexes selbst beachtet werden muß.

Der Ostia-Sandstein kann nach seinem Hauptverbreitungsbereich als ein nördliches und nordöstliches Äquivalent des Monte Gottero-Sandsteines angesehen werden und steht damit

dem emilianischen Faziesbereich nahe, dessen Ostia-Sandstein in Buntschiefern das charakteristische Konglomerat des Baganza-Tales führt. Daß ein kontinuierlicher Übergang des Ostia-Sandsteines vom Taro- und Mozzola-Tal in einen buntschiefer- und konglomeratführenden Ostia-Sandstein des Pessola-Tales vorliegt, läßt sich aufgrund des Vorkommens der emilianischen, konglomeratführenden Buntschiefer nördlich des Aufnahmegebietes - am Monte Pareto bei Pralerna - durchaus vermuten.

Als typische Übergangserscheinungen ligurischer und emilianischer Faziesverhältnisse wurden bislang die Buntschiefer des Gotra-Tales angesehen, da sie bereits in zunehmendem Maße ostia-sandsteinähnliche Einschaltungen führen.

Lithologie und Lage der Pontolo-Serie kommen dieser Vorstellung noch näher, so daß diese Sedimente weder dem ligurischen noch dem emilianischen Faziesbereich zugeordnet werden können, sondern einem typischen Grenzgebiet zwischen beiden Fazies anzugehören scheinen.

Nach den vorangestellten Erörterungen besteht sogar die Möglichkeit, daß die Sedimente der Pontolo-Serie den zentralen Faziesbereich einer dominierenden Buntschiefer-Sedimentation vom oberen Alb bis zum mittleren Turon repräsentieren, dessen Randbereiche von zwei sich entsprechenden Sandstein-Mergel - Ablagerungen periodisch erfaßt wurden. Die ligurische und emilianische Fazies bestände demnach in diesem Zeitraum nur relativ im Hinblick auf eine Verzahnung der Buntschiefer-Sedimentation mit der sandigen Fazies des Monte Gottero-Sandsteines und Ostia-Sandsteines.

Die Stellung der Breccien-Serie im Cenoman wird neben dem paläontologischen Befund und dem Vorkommen ähnlicher Gesteine im Ostia-Sandstein und in der Pontolo-Serie durch entsprechende Beobachtungen in verschiedenen Teilen des Nordapennins weitgehend unterstützt, so daß für diesen Zeitabschnitt in einem Teil der Apennin-Geosynklinale oder in größeren Bereichen intensive Bewegungen als sicher angenommen werden können.

Aufgrund des meist chaotischen Charakters der 'Argille scagliose' (im Sinne eines stark tektonisierten Komplexes; G. MERLA, 1952) ist ein der Breccien-Serie entsprechendes

Sediment nur durch die sehr vom Zufall abhängigen Funde resedimentierter Gesteine des Alb und Cenoman eindeutig von äußerlich ähnlichen, jedoch tektonischen Komplexen der tertiären Gebirgsbildung zu trennen.

Nach den Untersuchungen von K.-J. REUTTER (1961) und K. GÖRLER und K.-J. REUTTER (1963) bilden die im Cenoman resedimentierten Gesteine des Ober-Jura und der Unter-Kreide im Gebiet des Passo del Bocco mit der Buntschiefer-Serie und dem Monte Gottero-Sandstein eine normale stratigraphische Abfolge in allerdings allochthoner Stellung. Weiter westlich nimmt die Allochthonie dieses Komplexes ab, so daß westlich einer für die tektonische Stellung der ligurischen Sedimente deutlich hervortretenden Zone von Ottone bis Levanto ein relativ autochthoner Zusammenhang der chaotischen Komponenten der Breccien-Serie vorliegt.

Nimmt man für die größte Verbreitung der Breccien-Serie die Gebiete Monte Chiaro, Mozzola-, Taro- und Manubiola-Tal an, so liegen damit im Bereich des Aufnahmegebietes Faziesverhältnisse vor, die, wie im Falle der Pontolo-Serie, weder eindeutig der ligurischen oder emilianischen Fazies angehören.

Auffällig ist jedoch die im Taro-Tal und Manubiola-Tal (G. ZANZUCCHI, 1963) vorherrschende Lage der Breccien-Serie unter überkipptem Ostia-Sandstein. Da bei Serravalle, 4,5 km SE Pontremoli (G. GOLDBERG, 1965), den Bestandteilen der Breccien-Serie ähnelnde Gesteine sedimentär den Ostia-Sandstein überlagern und das sedimentär Liegende der Alberese vom Monte Cervellino und Monte Caio (G. RICHTER, 1964; G. GOLDBERG, 1965; J. LOESCHKE, 1965) ebenfalls aus polygenen Breccien mit den Bestandteilen der Breccien-Serie vergleichbaren Komponenten besteht, ist für die Breccien-Serie des Taro-Tales ein sedimentäres Verhältnis zu dem Ostia-Sandstein dieses Gebietes nicht ausgeschlossen.

Ob der Valmozzola-Alberese das stratigraphisch Hangende der Breccien-Serie bildet, läßt sich an Hand des Geländebefundes nicht beweisen.

Als sicher kann aber die Entstehung der Breccien-Serie im Cenoman angesehen werden, wobei jedoch weitere Umlagerungen im Tertiär nicht ausgeschlossen sind (s. Kap. 6.16).

Im Gegensatz zu den relativ ruhige und einheitliche Sedimentationsverhältnisse andeutenden Fazies der Unter-Kreide und oberen Ober-Kreide, müssen nach diesem Geländebefund des Aufnahmegebietes und den Untersuchungen in anderen Teilen des Nordapennins etwa von oberen Alb bis zum mittleren Turon stärker differenzierte Faziesverhältnisse vorgeherrscht haben.

Eine aus diesem Befund abzuleitende allgemeine Bodenunruhe deutet für den betreffenden Abschnitt der Apennin-Geosynklinale in der Ober-Kreide erste aktivere, gebirgsbildende Bewegungen an, wie sie von C.I. MIGLIORINI (1945a) in einer 'Fase Paleappenninica' bereits angenommen wurden.

7 OBERE OBERKREIDE

Valmozzola-Alberese und Barca-Alberese

Für zwei Komplexe von Kalk-, Kalkmergel-, Mergel- und Kalksandstein-Wechsellagerungen

1. im Bereich des linken Taro-Tales, nördlich Ghiare sowie westlich Valmozzola und
2. im Bereich der Ortschaft Barca, 1,7 km nordlich Ostia,

wurde die im Nordapennin für Sedimente dieser Ausbildung gebräuchliche Faziesbezeichnung 'Alberese' angewandt. Aufgrund stratigraphischer und tektonischer Unterschiede mußten jedoch die einander sehr ähnlichen Ausbildungen - nach ihrem Verbreitungsgebiet mit den Bezeichnungen 'Valmozzola-Alberese' und 'Barca-Alberese' versehen - voneinander getrennt werden.

Die Gesteine dieses Typus wurden im Aufnahmegebiet von F. SACCO (1930-31) wiederum den 'Calcare marnoso-argilloso a Fucoidi ed Elmintoidi (Liguriano l.s.) e marne' zugeordnet und damit ins Eozän gestellt.

G. MERLA (1957) bezeichnet beide Komplexe als 'calcari alberesi' bzw. 'calcari a fucoidi ed elmintoidi' und faßt sie mit dem 'Monte Cassio-Flysch' und dem 'Monte Sporno-Flysch' zusammen, was einer oberkretazischen bis eozänen Einstufung entspricht.

In den Arbeiten von A. SEGNINI (1961) und R. MARCHESI (1961) wurden beide Alberese-Komplexe den eozänen 'Calcari di Monte Dosso' gleichgestellt, deren Basis an der Typuslokalität (5 km nördlich des Aufnahmegebietes) aus einer 'Alternanza arenaceo-calcarea e marnosa' und 'Marne calcaree varicolori' besteht. Diese beiden letzteren Ausbildungen werden der Kreide - wahrscheinliche Oberkreide - zugeordnet. R. MARCHESI, der den Komplex des Barca-Alberese in einem Profil des Monte Piano als 'Marne e calcari marnosi - Calcari di Monte Dosso' beschreibt, vermutet für diese Gesteine ein eozänes Alter. Lithologie und Alter beider Alberese des Aufnahmegebietes sprechen aber gegen eine Gleichstellung mit den 'Calcari di Monte Dosso'.

C.W. SAMES (1963) vergleicht beide Komplexe mit dem Alberese des Monte Carameto und räumt diesem Typ die Möglichkeit ein, einem dem ligurischen Alberese s.str. vorgelagerten Raum anzugehören.

7.1 Gemeinsame lithologische Eigenschaften der Alberese-Komplexe

Beiden Komplexen ist der für den Sedimentationstyp des Alberese charakteristische eintönige Sedimentationsrhythmus eigen, welcher jedoch mit seinem raschen Wechsel von mergeligen, kalkmergeligen, kalkigen und kalksandigen Schichten, verbunden mit unterschiedlichen Anwitterungsfarben, visuell einen lebhaften Eindruck vermittelt.

Die charakteristischen, hellgrau angewitterten Kalkmergelbänke brechen zu muschelig-kantigen Fragmenten mit matt blaugrauer Oberfläche. Die Basis dieser Kalkmergelbänke besteht meistens aus kalkig-sandigem Material und kann in Abhängigkeit von der Bankmächtigkeit bis zu einem Meter mächtig werden, wobei der Übergang zu den mergeligen Partien im Hangenden kontinuierlich erfolgt. Neben dieser Gradierung läßt auch die unterschiedliche Anwitterungsfarbe der oberen und unteren Partien - die Basis ist dunkler grau-braun - dieser Bänke in der Regel ein sicheres Erkennen der Lagerungsverhältnisse auch aus der Distanz zu.

Die Kalksandsteinbänke bestehen aus einer kalzitischen

Matrix, in der sich eckige, glatt und undulos auslöschende Quarze, zum Teil recht frische Plagioklase und Orthoklase sowie Muscovit befinden. Daneben sind Pyrit und Zirkon häufig vertreten. Auffällig ist die stete Gegenwart von Glaukonit.

Relativ reine Kalke sind nur sehr selten ausgebildet worden.

Die Unterflächen der Kalksandstein- und Kalkmergelbänke sind meistens von punktförmigen oder kurzen, zentimeterlangen, schmalen Spuren übersät, deren organischer (?Ruhespuren) oder sedimentärer Charakter nicht klar hervortritt.

Strömungsmarken besitzen bei beiden Alberese keine große Bedeutung.

An einer Kalksandstein-Unterfläche im Alberese von Valmozzola, bei Osella, wurden Hornsteinbildungen beobachtet.

Die extrem starke Tektonisierung des Valmozzola-Alberese läßt keine genauen Mächtigkeitsangaben zu, doch können im Bereich des Monte Gazzo mindestens 200 m Mächtigkeit angenommen werden.

Der Barca-Alberese besitzt am Monte Piano eine Mächtigkeit von ca. 200 m (beide Muldenflügel), die sich vermutlich im Bereich der Ortschaft Testanello, 1,5 km südwestlich des Monte Piano, verdoppelt.

Der Fossilinhalt beider Alberese ist nur sehr kümmerlich ausgebildet.

Neben Helminthoidea labyrinthica HEER und
Chondrites sp.
konnten in Dünnschliffen
Globotruncana sp.
Globigerina sp.
Gümbelina sp.
Cadosina sp.
Radiolarien
aufgefunden werden. Im Alberese von Barca wurden zahlreiche Abdrücke von
Inoceramus sp.
beobachtet.

Mit dieser Fauna ist keine eindeutige Einstufung beider Komplexe möglich. Zusammen mit einem lithologischen Vergleich anderer Alberese und unter dem Aspekt der allgemeinen

Fossilarmut konnen jedoch beide Vorkommen in die obere Oberkreide gestellt werden.

Lassen auch diese lithologischen und paläontologischen Eigenschaften der Alberese einerseits die von R. MARCHESI und A. SEGNINI getroffene Gleichstellung mit den 'Calcari di Monte Dosso' nicht zu, so unterstützen sie aber andererseits einen Vergleich mit dem im Westen gelegenen Alberese-Komplex des Monte Orocco (K.-J. REUTTER, 1960 und C.W. SAMES, 1960), welcher von K.-J. REUTTER (1961) dem Monte Antola-Alberese gleichgestellt wurde. Bei diesen beiden Komplexen konnte eine Einstufung in das Campan bis Maastricht sicher bewiesen werden.

In diesem Zusammenhang sei noch einmal auf die Ähnlichkeit beider Alberese des Aufnahmegebietes mit dem Monte Carameto-Alberese hingewiesen, wie sie von C.W. SAMES (1963) beschrieben wurde.

Eine sichere Aussage über die Zugehörigkeit zu einem der genannten Komplexe bleibt jedoch offen, da an mächtigen Alberese-Komplexen selbst lithologische Unterschiede auftreten können, und einem exakten lithologischen Vergleich die geringe Mächtigkeit dieser Flyschfolge sowie die beschränkten Aufschlußverhältnisse entgegenstehen.

7.2 Tektonische und stratigraphische Zusammenhänge

7.21 Valmozzola-Alberese

Dieser Komplex ist durch keine definierte Struktur ausgezeichnet. An Hand weniger eindeutiger Aufschlüsse kann vermutet werden, daß er auf seiner Westgrenze vom Erscheinen am Groppo S. Giovanni im S bis in den Bereich des Torrente Mozzola generell überkippt liegt. Dieser Grenzbereich zur Breccien-Serie ist jedoch besonders im Taro-Tal durch eine intensive tektonische Beanspruchung ausgezeichnet, die sich mit dem Ausdruck "Verwalzung" charakterisieren läßt. Der Alberese entwickelt sich in diesem Gebiet aus einigen stark beanspruchten und unter sich zerrissenen Paketen im 10 m-Bereich, ehe er am Monte Gazzo größere Mächtigkeiten erreicht. An keiner Stelle des gesamten Komplexes

konnte eine über größere Gebiete anhaltende einheitliche Struktur ermittelt werden, sondern es überwiegt eine intensive kleinräumige Verfaltung und "Verknäuelung" mit zahlreichen Erscheinungen von Dehnungsbeanspruchungen an den Bänken.

Zusammen mit einer ungesetzmäßig erfolgten Bruchtektonik, wie sie besonders im Bereich des nördlichen Ufers des Torrente Mozzola aufgeschlossen ist, bietet der Komplex des Valmozzola-Alberese so ein extrem chaotisches Bild. Es kann daher unter anderem angenommen werden, daß es sich um ein relativ geringmächtiges Alberese-Paket handelt, welches im Sinne einer Gleittektonik ursprünglich ein Teil des Monte Antola-Alberese bildete und als Scholle innerhalb plastischerer Sedimente unter intensiver Beanspruchung nach Osten glitt.

Der tektonische Charakter des Valmozzola-Alberese verursacht zahlreiche, zum Teil großflächige Bergstürze.

7.22 Barca-Alberese

Trifft auch für diesen Komplex die Annahme eines ehemaligen Zusammenhanges mit dem Monte Antola-Alberese zu, so führte jedoch die tektonische Beanspruchung zu einer - im Vergleich mit dem Valmozzola-Alberese - wesentlich geringeren Verformung.

Mit der Beobachtung eines konstant überkippten, oberen Flügels und normal liegenden, tieferen Anteilen im Bereich des Monte Piano und im Bett des Rio Testanello ergibt sich die Struktur einer Mulde, deren Achse mit 130° streicht und mit 50° nach NW abtaucht. Am Monte Piano liegen beide Anteile unmittelbar übereinander, so daß der Bereich des Muldenkernes nur durch die gegensätzlich orientierte Gradierung innerhalb von 4 m erkennbar wird. Die Muldenvergenz läßt sich aus dem Geländebefund nicht eindeutig ermitteln, kann aber aufgrund von Vergleichen mit anderen Alberese-Mulden dieses Raumes als nach NE gerichtet angesehen werden.

Unmittelbar oberhalb der Ortschaft Barca besitzt der Alberese eine Spezialfaltung, die sich im 50 m-Bereich

durch eine NW-vergente Mulde äußert, deren Achse mit 50° streicht und mit 15° nach NNE abtaucht.

Neben diesen unterschiedlichen tektonischen Ausbildungen ist die Selbständigkeit beider Alberese-Komplexe des Aufnahmegebietes durch zwei weitere bedeutende Unterschiede gegeben.

So besteht einmal ein direkter Zusammenhang zwischen dem Barca-Alberese und den im Hangenden folgenden Monte Piano-Mergeln, denn beide stratigraphischen Einheiten wurden im Aufnahmegebiet an der Basis des Monte Barigazzo-Sandsteines nur gemeinsam vorkommend beobachtet:

gleichzeitig mit dem Einsatz der Monte Piano-Mergel bei Tiedoli (1,5 km NW Ostia) erscheint auch der Barca-Alberese im Liegenden der Mergel und begleitet sie bis in den Bereich des Monte Barigazzo in gleichbleibender Position.

Zum anderen schaltet sich zwischen den beiden Sedimenten ein 5 - 30 m mächtiger Breccien-Horizont ein, dessen Existenz n u r an das Hangende des überkippten Barca-Alberese gebunden ist.

Wie die hervorragenden Aufschlußverhältnisse zwischen Tiedoli und dem Monte Piano zeigen, besteht der Horizont ausschließlich aus dem vollkommen zerbrochenen Barca-Alberese, dessen Komponenten als kantige Brocken bis zu 50 cm Größe mit einer festen Matrix aus Mergeln und Schiefern des Alberese verbunden wurden.

Die Breccie tritt bei Pietrarada (2,5 km E Bardi), am NW-Ende des 'Tongriano' - Komplexes von Bardi - Borgo Val die Taro, noch einmal in größerer Mächtigkeit auf.

Zur Deutung der Entstehung dieser Breccie des Barca-Alberese müssen folgende Merkmale beachtet werden:

1. Die obersten Anteile des überkippten Alberese gehen in eine mindestens 30 m mächtige Zone über, welche - im Vergleich zum übrigen Erscheinungsbild des Alberese - starke Dehnungsbeanspruchungen aufweist; die Abfolge des Gesteinspaketes ist von lokal begrenzten Störungen und durch Ausbildung von Boudinagen weitgehend zerstückelt und aufgelöst worden.
2. Der Übergang dieser Zone zur Breccie erfolgt unmittelbar und abrupt.

3. Der Kontakt zwischen dem Breccienhorizont und den Monte Piano-Mergeln ist an keiner Stelle eindeutig aufgeschlossen; jedoch besitzen die bei Tiedoli auf 10 m reduzierten Monte Piano-Mergel eine schuppige Schiefrigkeit, wobei im Kontaktbereich sekundär gebildete Kalkspatadern auftreten können. Die am Monte Piano 100 m mächtigen Mergel zeigen außer wenigen, das ganze Paket durchsetzende Störungen keine makroskopisch auffälligen Veränderungen.
4. Die Breccie wurde nur in Verbindung mit den Monte Piano-Mergeln beobachtet.

Diese Merkmale beweisen weder eindeutig eine tektonische noch sedimentäre Entstehung der Breccie. Es überwiegen jedoch die für eine sedimentäre Bildung sprechenden Phänomene, so daß folgende Bildungsmöglichkeiten angenommen werden können:

Nach Ausbildung der Muldenstruktur reagierte der Barca-Alberese weitgehend selbständig und gelangte - vermutlich in einer Zeit des oberen Eozäns - in submarine Bereiche. Die völlige Abwesenheit anderer lithologischer Komponenten als die des Barca-Alberese selbst sowie die Abwesenheit einer Fauna litoraler Bereiche kann für die Schnelligkeit der Bildung sprechen. Auch Phänomene, die auf einen transgressiven Charakter der Breccie schließen lassen, wurden an keiner Stelle beobachtet.

Kann man damit eine küstennahe Entstehung der Breccie ausklammern, so bleiben noch Vorgänge in größerer Wassertiefe denkbar, die zusammen mit den raschen Bewegungen des Untergrundes in Flyschgebieten den Alberese-Komplex erfaßt haben könnten. Es dürfte dabei zu der tektonischen Beanspruchung besonders der weniger belasteten, oberen, wassernahen Bereiche des Alberese gekommen sein. Die Entstehung der Breccie unter diesen olisthostrombildenden Voraussetzungen und der Einsatz der Monte Piano-Mergel - Sedimentation müßten dabei in relativ kurzer Zeit erfolgt sein.

Eine ausschließlich tektonische Bildung der Breccie durch die Überschiebung des 'Tongriano' - Komplexes auf den Barca-Alberese oder durch eine gemeinsame Gleitung beider Einheiten bei gleichzeitiger Ausbildung der Breccie im Grenzbe-

reich zweier lithologisch stark differenzierter und unterschiedlich reagierender Einheiten im jüngeren Tertiär - während der Hauptgebirgsbildung - kann ebenfalls angenommen werden, erscheint jedoch weit weniger wahrscheinlich, wenn nicht sogar mechanisch unmöglich.

8 TERTIÄR

Wie für den Charakter der Kreide-Sedimente Allochthonie und Heterogenität besonders kennzeichnend sind, so bestimmen diese beiden Merkmale auch weitgehend die Stellung und Ausbildung der tertiären Gesteine, welche sich im Aufnahmegebiet in keinem Fall stratigraphisch aus den Sedimenten der Oberkreide entwickeln.

8.1 Tertiär des Fensters von Valdena

Mit den tertiären Sedimenten von Valdena erscheint in dem Aufnahmegebiet die stark reduzierte tektonische Abfolge der zweiten toskanischen Einheit und deren ligurische Bedeckung.

Es handelt sich dabei um

1. den Macigno (in einer mergeligen Ausbildung) und
2. die Kalk-Ton-Serie mit den Einschaltungen:
   a) Petrignacola-Sandstein,
   b) Kalke vom Typ 'Groppo del Vescovo',
   c) Kalke von Rovinaglia und
   d) Ostia-Sandstein.

Diese ca. 3,5 qkm bedeckenden Sedimente wurden von F. SACCO (1930-31) und G. MERLA (1957) nicht weiter unterschieden.

Die Unterscheidung der Kalk-Ton-Serie und des Macigno von den übrigen Sedimenten des Tarodine-Tales und die damit verbundene Folgerung auf die tektonischen Verhältnisse in dem Gebiet um Valdena blieb Herrn Dr. K.-J. REUTTER vorbehalten, der auch die vorliegende Bearbeitung dieses Berei-

ches anregte.

8.11 Kalk-Ton-Serie (KTS)

Den Untersuchungen O. LUDWIGs (1929) folgend, wurde die Kalk-Ton-Serie von K.-J. REUTTER (1960) im Zusammenhang mit der vom Macigno gebildeten Antiklinale des Monte Zuccone (südl. Bedonia) näher beschrieben und benannt.

Eine weitere eingehende lithologische, paläontologische und stratigraphische Beschreibung dieser Serie sowie deren Einschaltungen erfolgte durch die Arbeiten von F. BARBIERI und G. ZANZUCCHI (1963), G. ZANZUCCHI (1963), H. MARKWICH (1964) und J. LOESCHKE (1965) in dem weiteren Bereich des Parma-Tales.

Auch die Benennungen der einzelnen Schichtglieder beruht auf Typuslokalitäten dieses Bereiches; die häufiger angewandte Bezeichnung 'Kalk-Ton-Serie' ist mit der für diese Serie im Parma-Tal aufgestellten Bezeichnung 'Canetolo-Serie' synonym.

Im Aufnahmegebiet stellt die KTS ein stark tektonisiertes und reduziertes Äquivalent der KTS anderer Bereiche dar.

In überwiegend feinschuppigen, grauen und schwarzen Schiefern liegen zerrissene Bänke von meist gelb-braun angewitterten Kalkmergeln und grauen oder schwarzen Kalken.

Daneben können Kalksandsteine mit einer typischen, parallel zur Unterseite verlaufenden Lamination beobachtet werden.

Vorkommen von Kalkareniten und Fossilschutt-Breccien treten zurück.

Infolge der starken Tektonisierung der KTS überwiegt ein chaotischer Charakter aller Komponenten, so daß ehemals durchlaufende Bänke nur noch in stark boudinierter Form vorkommen. Die Mächtigkeiten dieser Bänke sind daher meist sehr variabel, überschreiten aber selten 1 m.

Im Bereich nordlich der Ortschaft Costadasi überwiegen weitgehend die grau-schwarzen Schiefer der KTS. 400 m im N dieser Ortschaft (am Punkt 783 m) sind die Schiefer partiell rot gefärbt.

Wegen der starken Tektonisierung dieser Serie lassen sich keine genauen Mächtigkeitsangaben aus dem Geländebefund und

den Profilen ableiten. Eine maximale Mächtigkeit von 150 - 200 m dürfte jedoch den geologischen Verhältnissen von Valdena entsprechen.

Von besonderer Bedeutung für einen lithologischen und stratigraphischen Vergleich der KTS von Valdena mit der KTS anderer Bereiche sind ihre charakteristischen Einschaltungen.

8.111 Petrignacola-Sandstein

Etwa 150 m NW Case del Fieno (NE S. Vincenzo) befindet sich als Einschaltung in der KTS eine ca. 2,5 m mächtige und 5 - 10 m breite, grau-grüne Bank eines im frischen Anschlag grünlichen Sandsteines. Dieses Vorkommen ist innerhalb des Aufschlußbereiches mit braun-grauen bis schwarzen, feinschuppigen Mergeln und wenigen, bis 50 cm mächtigen Kalken vergesellschaftet.

Im Dünnschliff liegt eine feldspätige Grauwacke vor.

Schliff II 299

In einer dichten, u.d.M. unauflösbaren Matrix befinden sich überwiegend Fragmente idiomorpher Plagioklase. Die Kristalle sind eckig, maximal bis 1,5 mm lang und zeigen zum Teil eine Zonarstruktur. Ihr Zersetzungsgrad ist relativ gering.
Daneben treten Orthoklas, eckige und meist eine Mörtelstruktur aufweisende Quarze, Muscovit und Biotit zurück. Ein relativ hoher Gehalt von Chlorit- und zum Teil Serpentinbruchstücken verleiht dem Gestein den makroskopisch bereits erkennbaren und für diesen Sandstein charakteristischen Farbton.
Neben den Gesteinsfragmenten befinden sich zahlreiche Foraminiferenbruchstücke.

Der Petrignacola-Sandstein bildet im Parma-Tal bis zu 50 m mächtige Linsen innerhalb der KTS und kann dort drei verschiedenen Horizonten zugeordnet werden (J. LOESCHKE, 1965).

Die Gleichstellung dieses kleinen Sandsteinvorkommens von S. Vincenzo mit dem Petrignacola-Sandstein des Parma-Tales beruht auf dem petrographischen, stratigraphischen und bedingt auch paläontologischen Vergleich beider Vorkommen, wobei

1. die Existenz der Sandsteine als Einschaltung in der KTS,

2. die makroskopisch auffällige grüne Färbung des Sandsteines,
3. die relativ groben Sandstein-Komponenten und
4. der mikroskopische Befund

als gemeinsame charakteristische Merkmale die Gleichstellung rechtfertigen.

Dieser Befund des Petrignacola-Sandsteines von S. Vincenzo läßt auch einen Vergleich mit dem Petrignacola-Sandstein I des Cedra-Tales zu, dessen Vorkommen in diesem Bereich an ein unteres Niveau der KTS gebunden ist.

8.112 Kalke vom Typ 'Groppo del Vescovo'

Nach den Untersuchungen im Parma-Tal handelt es sich bei diesen Kalken vermutlich um eine in Alberese-Fazies ausgebildete Vertretung der KTS.

Das in der Regel linsenartige Vorkommen dieser Kalke hängt von der starken Tektonisierung ab. An der Typuslokalität selbst bilden die Kalke einen 1 km langen und 165 m mächtigen Körper.

Der hohe Tektonisierungsgrad der KTS bestimmt auch die Art des Vorkommens dieser Kalke im Bereich von Valdena.

Es handelt sich hierbei um maximal 4 m mächtige Körper eines hellen, dichten Kalkes, deren Ausdehnung jedoch aufgrund der vorherrschenden schlechten Aufschlußverhältnisse nicht näher untersucht werden konnte.

Vorkommen von hellgrau-braun und weiß angewitterten, bis zu 5 m mächtigen Kalkmergeln mit kalkig-sandiger Basis, wie sie bei der Ortschaft Valdena oder östlich la Pezza beobachtet wurden, können ebenfalls den Kalken vom Typ 'Groppo del Vescovo' zugeordnet werden.

8.113 Kalke von Rovinaglia

Das Vorkommen dieser Kalke beschränkt sich innerhalb des Tertiärs von Valdena auf einen 1 km langen und maximal 250 m breiten Streifen westlich und nordlich der Ortschaft Rovinaglia. Allerdings besteht die Möglichkeit einer weiteren Verbreitung dieses Sedimentes nach W insofern, als bei

Pian di Lago Oscuro noch Kalke in roter Umgebung aufgefunden wurden, deren Schliffbild (Schliff II 138) mit dem der Kalke von Rovinaglia identisch zu sein scheint. Der Zwischenbereich ist jedoch vom Monte Gottero-Sandstein verschüttet worden.

Die Kalke von Rovinaglia bestehen aus einer Wechselfolge von 5 - 10 cm, stellenweise bis zu 75 cm mächtigen Bänken eines harten, grauen und grau-angewitterten, dichten, glasig erscheinenden Kalkes mit rotem, 5 - 30 cm mächtigen Tonschiefern.

Unregelmäßig in diese Wechselfolge eingeschaltet treten feingestreifte, rot-graue Kalkbänke auf, welche in rote Mergel übergehen können, wobei die obersten Partien dieser Mergel oft eine schiefrige Ausbildung besitzen.

Einige bis 20 cm mächtige Mergelzwischenlagen können teilweise graugefärbt und sandig ausgebildet sein. Auch gelb-graue und rote Kalkmergelbänke bis zu 1 m Mächtigkeit kommen innerhalb dieser Sequenz vor.

An der Unterseite der Kalkbänke wurden Unterflächenmarken in Form 'flute casts' - ähnlicher, gestreckter und auch unregelmäßig knotiger Gebilde beobachtet.

Im Dünnschliff erweisen sich die meisten Kalkbänke als Kalkarenite mit wechselndem Quarzgehalt. An zwei verschiedenen Stellen konnten im Hangschutt feinkonglomeratische Anteile aufgefunden werden:

Schliff II 125,1

In einer kalzitischen Matrix befinden sich maximal 4 mm große Komponenten von hauptsächlich undulös auslöschenden oder eine Pflasterstruktur zeigenden, eckigen oder abgerundeten Quarzen und zurücktretend Brocken von Radiolarit, grobkörnigen Kalken, Feldspat, Chlorit, entfärbter und chloritisierter Biotit sowie Komponenten mit dunklem Pigment.

Die Mächtigkeit der Kalke von Rovinaglia beträgt maximal 25 m.

In dieser Ausbildung stellen die Kalke und Mergel ein Sediment dar, welches bislang als Bestandteil der KTS noch nicht beobachtet wurde. Seinem äußeren Erscheinungsbild nach kann es sich um ein der - allerdings nicht flyschartig ausgebildeten - Scaglia rossa adäquates Sediment handeln, dessen Zugehörigkeit zur toskanischen oder ligurischen Fazies unsicher bleibt.

Neben der lithologischen Eigenart dieser Kalke und Mergel ist es auch vor allem ihre strukturelle Stellung innerhalb der KTS von Valdena, welche diese Unsicherheit über die Herkunft des Sedimentes begründet.

So steht der Deutung einer sedimentären Einschaltung in der KTS die stete Verknüpfung der Kalke mit einem etwa 50 m mächtigen, normal und ungefaltet liegenden Sediment entgegen, dessen Lithologie der eines Ostia-Sandsteines entspricht. Dieser Ostia-Sandstein befindet sich stets zwischen den normal liegenden, ungefalteten Kalken von Rovinaglia und der KTS im Liegenden dieses Schichtpaketes. Die Kontakte zwischen den Kalken und dem Ostia-Sandstein erscheinen im Bereich westlich Giacopazzi tektonisch überprägt; ein normaler Übergang ist damit nicht ausgeschlossen.

Nach diesem Befund kann angenommen werden, daß die Kalke von Rovinaglia und der Ostia-Sandstein ein dem Ablagerungsraum der KTS zugeführtes Schichtpaket benachbarter Gebiete darstellt.

Diese Vermutung ist insofern berechtigt, als die KTS ein Sediment unruhiger Faziesverhältnisse darstellt und auch Gleitungen größeren Umfanges gerade von Ostia-Sandstein - Paketen in den Ablagerungsraum der KTS durch Untersuchungen im Cedra-Tal nachgewiesen werden konnten (J. LOESCHKE, 1965).

Ist damit die Stellung der Kalke von Rovinaglia und des Ostia-Sandsteines als Olistholith innerhalb der KTS von Valdena durchaus anzunehmen, so bleibt die Herkunft der Kalke selbst und ihre Verbindung mit einem Ostia-Sandstein - Vorkommen nach dem Geländebefund ungeklärt.

8.114 Alter der Kalk-Ton-Serie

Nach den paläontologischen Untersuchungen der KTS und deren Einschaltungen im Parma-Tal und anderen Teilen des Nordapennins wurde eine Einstufung dieser Gesteine in das obere Paläozän bis mittlere Eozän und Eozän vorgenommen.

Diesen Ergebnissen entsprechen auch die paläontologischen Befunde der KTS von Valdena mit ihren Einschaltungen:
Schliff II 126 - Fossilschutt-Breccie aus der KTS -
Distichoplax

Globorotalia sp.
Discocyclina sp.
Globigerina sp.
Bryozoen- und Lithothamnien - Reste
Fossilschutt

Die Fauna ist nicht jünger als Mittel-Eozän.

Schliff II 299 - Petrignacola-Sandstein -

Nummulites sp.
Fossilschutt

Schliff II 117 - Kalk vom Typ 'Groppo del Vescovo' -

Globorotalia (Acarinina) cf. bullbrooki BOLLI
Globorotalia (Truncorotalia) cf. spinulosa CUSH.
Globorotalia (Truncorotaloides) cf. topilensis CUSH.
Globigerina sp.
Globotruncana sp.
Ventilabrella sp.

Die Fauna entspricht dem Lutet.

Schliff II 85,1
II 85,2 - Kalke von Rovinaglia -

Globorotalia (Acarinina) sp.
Globorotalia sp.
Globigerina sp.
Globotruncana sp.

Es wird mittleres Paläozän bis einschließlich mittleres Eozän angezeigt.

8.12 Macigno von Valdena

Dieser Macigno ist als eine mindestens 200 m mächtige Folge von grau angewitterten, grauen Kalksandsteinen mit sandigen Mergeln ausgebildet. Die Mächtigkeit der Bänke und Zwischenlagen beträgt etwa 10 - 20 cm. Auffällig ist der makroskopisch bereits erkennbare hohe Glimmergehalt der Sandsteinbänke, welcher den Bankunterflächen einen charakteristischen Glanz verleiht. Farbe und Glimmerbelag stellen auffällige Unterscheidungsmerkmale zu dem äußerlich ähnlichen Ostia-Sandstein dar.

In dieser monotonen Wechselfolge bildet der Macigno eine beulenförmige Antiklinale, die westlich la Banca durch die Erosion des Taroaine tief angeschnitten wurde. Stark tekto-

nisierte abgescherte Anteile der Sandsteine befinden sich ferner unregelmäßig verteilt in der ATS südlich des Hauptvorkommens.

Die Kalksandsteine konnen mit

Schliff II 81,1

als Subgrauwacken angesprochen werden. In detritisch - karbonatischer Matrix liegen überwiegend eckige Quarze mit einem maximalen Durchmesser von 0,2 mm. Auffällig ist der relativ hohe Anteil von Muscovit neben meist chloritisiertem Biotit. Daneben treten Plagioklas und Orthoklas sowie Sedimentgesteinsfragmente zurück.

In den einzelnen Sandsteinbänken ist eine Kornklassierung ausgeprägt, so daß die Entstehung dieses Sedimentes durch 'turbidity currents' angenommen werden kann.

Eine Eigenart des Macigno von Valdena stellen wenige, bis 5 m mächtige Sandsteinbänke in den oberen Teilen der Antiklinale dar (im Bereich der Kirche von S. Vincenzo bis zum Friedhof), deren Vorkommen mit einer Zunahme der mergeligen Zwischenmittel verbunden zu sein scheint. Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse lassen jedoch keine eingehende Beurteilung der Übergangsverhältnisse zwischen beiden Sandsteinarten zu. Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen schmalen Sandsteinbänken konnten an den mächtigeren Bänken 'flute casts' beobachtet werden.

Im Schliffbild entsprechen sich beide Sandsteinausbildungen bis auf die Größe der Bestandteile (der maximale Durchmesser beträgt in den mächtigeren Bänken etwa 1 mm).

Der paläontologische Befund der Kalksandsteine und Mergel läßt nur eine unsichere Einstufung des Macigno in das Oligozän zu, da von mehreren Schlämmproben die Proben II 348 - 350 Formen von Globigerina sp.
Cyclamnina sp.
Cibicides sp.
erbrachten, mit deren Charakter das Eozän ziemlich sicher ausgeschlossen werden kann.

Generell wird der Macigno dem Oligozän zugeordnet, wobei mit der Annahme eines Wanderns der Sandsteinfazies von W nach E im Westen ältere Anteile vorkommen, und im Osten die Sedimentation bis in das Miozän reicht (G. MERLA, 1957; cf. A. BONI, 1961).

Im Vergleich mit den bekannten Macigno-Vorkommen stellt die relativ dünnbankige Ausbildung der Sandsteine und Mergel

von Valdena einen Macigno dar, welcher mit ähnlichen Vorkommen in den obersten Partien des Hauptkamm-Macigno verglichen werden kann (G. MERLA, 1957). In diesem Fall wurde die Abnahme des gröberen Materials durch einen verminderten Einfluß der 'turbidity currents' erklärt.

Ferner erinnert das Vorkommen der wenigen mächtigen Sandsteinbänke von S. Vincenzo an manche Bildungen in den oberen Teilen des Monte Modino-Sandsteines bei Pievepelago (cf. K.-J. REUTTER, mdl. Mittl.).

In seiner isolierten Stellung und lithologischen Eigenart ist jedoch der Macigno von Valdena nicht direkt mit dem aus mächtigen Bänken bestehenden Hauptkamm-Macigno (Monte Orsaro) gleichzustellen, sondern erst unter der Voraussetzung von Faziesänderungen kann eine Verbindung beider Vorkommen über den Macigno des Monte Zuccone und des Val Gordana angenommen werden.

Weit näher liegt ein Vergleich mit den oligozänen Sandsteinen von Pracchiola des Parma-Tales (G. ZANZUCCHI, 1963; G. GOLDBERG, 1965), wodurch wiederum eine Ähnlichkeit mit dem Macigno des Trebbia-Tales angedeutet wird (G. ZANZUCCHI, 1963).

Unter Berücksichtigung des Deckenbaues der Toskaniden II können der Macigno von Valdena und die Sandsteine von Pracchiola mit dem Pseudo-Macigno der Toskaniden I verglichen werden.

8.2 Tertiär von Ghiare

Im Zusammenhang mit der Ghiare-Mattogno-Serie (s. Kap. 6.5) wurde bereits auf das Vorhandensein tertiärer Kalke in diesen Sedimenten der Oberkreide hingewiesen.

An Hand einer relativ dichten Probenentnahme aus dem gesamten Verbreitungsgebiet der Ghiare-Mattogno-Serie beschränken sich diese Vorkommen auf die Bereiche 440 m NNE des Gehöftes Belvedere (im 450 m-Niveau des dortigen Bachtobels) sowie 250 m NNE des Gehöftes Mattogno.

Das Vorkommen nördlich Belvedere unterscheidet sich litho-

logisch nur durch partiell rotgefärbte Mergel und eine geringe Zunahme der Kalk- und Kalksandsteinbänke von den benachbarten Gesteinen der Ghiare-Mattogno-Serie, so daß die Abgrenzung des eigentlichen tertiären Vorkommens von den cenomanen Gesteinen an Hand des Geländebefundes nicht vorgenommen werden kann.

Aus den Mergeln konnte mit

Probe II 210 Nodellum velascoense (CUSHMAN)
Hormosina sp.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Trochamminoides sp.
Trochammina sp.
Haplophragmoides sp.
röhrenförmige Sandschaler

eine typische Flysch-Sandschaler - Fauna des Senon oder Paläozän geschlämmt werden.

Mit den Schliffen 226 und II 211 wird das obere paläozäne Alter des Vorkommens von Belvedere unterstrichen:

Schliff 226 Formen der Gruppe

Globorotalia (Truncorotalia) cf. velascoensis
Globorotalia (Acarinina) sp.

Schliff II 211 Formen der Gruppe

Globorotalia (Truncorotalia) cf. velascoensis
Globorotalia (Truncorotalia) cf. aequa
Globorotalia (Acarinina) sp.

Die Aufschlußverhältnisse der tertiären Gesteine bei Mattogno lassen wiederum keine eindeutige Beurteilung der stratigraphischen Verhältnisse zu.

So stammt der helle Kalk des

Schliff II 200 mit Globigerina spp.

ober mittel-eozäner, ober-eozäner oder sogar oligozäner Formengruppen aus einem Bergschlipf im Bereich der cenomanen Gesteine von Mattogno.

Möglicherweise läßt sich dieses Vorkommen mit dem Aufschluß direkt unterhalb (östlich) des dem Taro zugewandten Hauses von Mattogno parallelisieren, wo ca. 10 cm mächtige, dichte, hellgraue und auch glasige Kalke mit roten, harten Kalkmergeln und Kalkmergelbänken in Wechsellagerung stehen. Dieses Sediment ähnelt den Kalken von Rovinaglia. Etwas unterhalb dieser Stelle stehen albereseähnliche Gesteine an. Eine tertiäre Fauna wurde in diesen beiden Ausbildungen

nicht aufgefunden.

Ob die roten Schiefer von Sartora, Osella und 450 m WNW Osella (südwestlich der Station von Valmozzola) ebenfalls dem Tertiär angehören, konnte nicht bewiesen werden.

Bei der Beurteilung der tektonischen und stratigraphischen Eigenarten der Ghiare-Mattogno-Serie muß - unter Berücksichtigung dieser tertiärer Vorkommen - der Vorstellung einer umfassenden Resedimentation der Gesteine der GMS breiter Raum gegeben werden, zumal die Ausbildung dieser Serie keine eindeutigen Schlüsse auf rein tektonische Vorgänge zuläßt.

Daß es zu olisthostrombildenden Resedimentationen besonders im Eozän kommen konnte, wird durch die Lithologie verschiedener Ausbildungen der Kalk-Ton-Serie bestätigt. Demnach könnten auch oberkretazische Gesteine im Umfange der GMS und tertiäre Sedimente im älteren Tertiär von diesen Prozessen erfaßt worden sein.

Dieser Gesichtspunkt macht auch die Vergesellschaftung von Gesteinen des oberen Alb bis mittleren Turon in diesem Bereich eher verständlich, als sedimentäre oder rein tektonische Vorgänge.

Auf jeden Fall aber werden mit der GMS sehr komplexe sedimentäre oder/und tektonische Vorgänge im Tertiär angedeutet, welche jedoch für die tertiäre Flysch-Fazies des Nordapennins nicht ungewöhnlich sind.

Neben diesen tertiären Vorkommen in der Ghiare-Mattogno-Serie ist der Bereich des Taro-Tales um Ghiare noch durch ein der Kalk-Ton-Serie ähnelndes Sediment als ein Gebiet häufig auftretender, uneinheitlicher, tertiärer Sedimente gekennzeichnet.

Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung von grauen Kalken, Kalksandsteinen und grauen, sandigen Mergeln, welche 300 m SSE der Station von Ghiare relativ ungestört am Torrente Manubiola anstehen.

C.W. SALES (1963) fand in stark gestörten Gesteinen dieses Bereiches die "alttertiäre Fauna:

Globorotalia cf. aragonensis NUTTAL
Globorotalia sp.
Globigerina bulloides D'ORB".

Diese Gesteine besitzen auch noch auf der linken Manu-

biola-Talseite im Bereich von Preda größere Verbreitung.

8.3 Der 'Tongriano'-Komplex: Monte Piano-Mergel (MPM) und Monte Barigazzo-Sandstein (MBS)

Die mit ihren Steilwänden morphologisch so prägnant hervortretenden Sandsteine und sandigen Mergel der Nordwest-Grenze des Aufnahmegebietes wurden von F. SACCO (1930-31) als 'Arenarie e marne grigie (Tongriano l.s.)' auskartiert und dem Oligozän zugeordnet. Die konkordant an der Basis dieser Folge liegenden bunten Mergel (allgemein als 'Banchi rossi' bezeichnet) wurden dabei auf der CARTA GEOLOGICA d'ITALIA (Blatt Pontremoli) weder erwähnt noch auskartiert. F. SACCO (1891) bezeichnete jedoch diese bunten Mergel bereits als 'Bartoniano' (oberes Eozän).

G.MERLA (1957) stellt den gesamten Komplex von Bardi - Borgo Val di Taro mit in die allochthone Bedeckung des Nordapennins und stuft ihn in das Oligozän bis Miozän ein.

Bei den Untersuchungen der AGIP MINERARIA (M. PIERI; R. MARCHESI; C. PIRINI; 1961) wurde das 'Tongriano' P. SACCOs im Aufnahmegebiet als 'Arenarie di Manzano' bezeichnet und dem Oligozän zugeordnet, wobei eine genauere Einstufung aus mikropaläontologischen Gründen nicht vorgenommen werden konnte. Gleichzeitig wurde das 'Bartoniano' F. SACCOs nach einer Typuslokalität im Aufnahmegebiet als 'Marne di Monte Piano' auskartiert und dem oberen Eozän zugeordnet. Die letzten Niveaus dieser Mergel erbrachten in der Serie von Viano (P. MAIOLI, 1961) eine oligozäne Fauna. Am Monte Piano selbst wurde eine Fauna gefunden, welche C. PIRINI (AGIP MINERARIA) beurteilt als "una associazione sufficientemente indicativa della parte più alta dell'Eocene superiore" (cf. R. MARCHESI, 1961).

Zur Zeit ist das genaue Alter der im Nordapennin häufig verbreiteten bunten tertiären Mergel (Banchi rossi) an der Basis des 'Tongriano' noch umstritten, wobei jedoch von den meisten Bearbeitern ein unteroligozänes Alter angenommen wird (cf. A. BONI, 1961).

Das 'Tongriano' selbst (s. str. Unteroligozän) wird von V. PETTERS und R. GANDOLFI (1948) einem fraglichen Mittel-Oberoligozän zugeordnet.

Da die 'Arenarie di Ranzano' in ihrer typischen Ausbildung im Enza-Tal deutliche lithologische Unterschiede aufweisen, wurde den betreffenden Sandsteinen und sandigen Mergeln nach der von ihnen gebildeten höchsten Erhebung des gesamten Komplexes zwischen Bardi und Borgo Val di Taro die Bezeichnung 'Monte Barigazzo-Sandstein' gegeben.

Die von der AGIP MINERARIA eingeführte Bezeichnung der bunten Mergel 'Marne di Monte Piano' ('Monte Piano-Mergel') wurde beibehalten.

8.31 Monte Piano-Mergel (MPM)

Im Aufnahmegebiet stellen die teilweise eine ausgeprägte Badland-Landschaft bildenden Monte Piano-Mergel vom Monte Barigazzo bis in den Bereich der Ortschaft Tiedoli das sedimentär Liegende der Monte Barigazzo-Sandsteine dar. (Abb.6)

Von Tiedoli aus bis in den Bereich nördlich Borgo Val di Taro fehlen die Mergel unter den MBS.

Bei Porcigatone (5 km NW Borgo Val di Taro) erscheinen sie noch einmal in der normalen Position unter den MBS, beherrschen dann aber westlich des westlichsten Vorkommens der MBS das Landschaftsbild bis in den Bereich der Flüsse Ingegna und Remolà in einer tektonisch oder resedimentär bedingten, isolierten Stellung.

Weiter westlich werden die Mergel hauptsächlich von dem pleistozänen Konglomerat zwischen Bedonia und dem Ingegna bedeckt und erreichen erst mit den ihnen in lithologischer und faunistischer Hinsicht entsprechenden Mergeln von Compiano (cf. K.-J. REUTTER, 1960) ihr westlichstes Vorkommen.

Als charakteristisches Kennzeichen besitzen die hellgrau-gelb angewitterten und relativ kalkreichen Mergel unregelmäßig verteilte Einschaltungen primär stark rot gefärbter Mergelpartien.

In gut aufgeschlossenen Teilen ist die Schichtung der

ergel deutlich zu erkennen, wobei aber ihre tiefsten Partien
ine geringe schuppige Schiefrigkeit besitzen können, welche
uf leichte tektonische Einflüsse zurückzuführen ist (s.
ap. 7.22).

Ihre maximale Mächtigkeit von 125 m erreichen die Monte
iano-Mergel am Monte Barigazzo im N des Komplexes. Am Monte
iano selbst liegen noch 100 m Mächtigkeit vor und bis in
en Bereich 500 m SSE Tiegoli reduzieren sie sich auf 10 m,
he sie nach S zu auskeilen.

Der sedimentäre Übergang der Monte Piano-Mergel in die
onte Barigazzo-Sandsteine vollzog sich im Aufnahmegebiet
uf zwei verschiedene Arten.

So zeigen die Verhältnisse am Monte Piano einmal einen
bergangslosen Sedimentationswechsel zu der Sandstein-Fazies
er Monte Barigazzo-Sandsteine, wobei nur noch in einem Be-
eich von 5 - 10 m über dem Einsatz der MBS die mergeligen
wischenmittel der Sandsteinbänke etwa den Monte Piano-
ergeln entsprechen.

Zum anderen gehen am Nordhang des Monte Barigazzo die
onte Piano-Mergel in eine ca. 10 m mächtige Folge grauer
nd zum Teil roter Mergel mit weniger als 10 cm mächtigen,
arten, grau-grünen Kalksandsteinen über ('Sestiano' nach
. SACCO, 1891). Hauptkomponente in der kalzitischen Matrix bil-
et Quarz mit einer maximalen Korngröße im Schliff II 184
on 0,25 mm. Wie Stichproben ergaben, liegt dieser Wert
eutlich unter dem maximalen Kornaurchmesser der Quarze in
en Sandsteinen des eigentlichen MBS. Neben Quarz treten
iotit, Muscovit, Plagioklas und Orthoklas zurück. Die Grün-
ärbung der Kalksandsteine bedingt Chlorit.

Der Übergang zu dem Gros der eigentlichen MBS erfolgt an
ieser Stelle kontinuierlich, denn der Umschlagspunkt der
edimentation ist nicht wie am Monte Piano fixiert, sondern
ie Sedimentationsänderung wird durch eine deutliche Zunah-
e des Sandgehaltes der Mergel bei gleichzeitig vorherr-
chender grauer Farbe und an einer Mächtigkeitszunahme der
andiger werdenden Bänke erkenntlich.

8.32 Monte Barigazzo-Sandstein (MBS)

Die im Hangenden der beschriebenen Übergangsausbildung folgenden Sandsteine und sandigen Mergel erreichen am Monte Barigazzo mit 395 m ihre maximale Mächtigkeit.

In dem 5 km langen Bereich ihres Ausstreichens vom Monte Barigazzo bis zum Monte Rava Cotta kann an den Sandsteinen ein deutlich ausgeprägter, dreigeteilter Großsedimentationsrhythmus beobachtet werden, welcher neben einer relativ variablen Mächtigkeit der Bänke in den einzelnen Zonen vorherrscht.

Danach läßt sich in diesem Raum der 'Tongriano'-Komplex in vier Zonen gliedern:

Zone IV (Entspricht der Zone II) Mehr als 100 m mächtige Wechselfolge von 5 - 25 cm, selten bis 50 cm mächtigen Kalksandsteinbänken mit 30 - 50 cm mächtigen Sandmergellagen.

Zone III Um 95 m mächtige Wechselfolge von 2 - 5 m mächtigen, zum Teil konglomeratischen Bänken mit Sandmergellagen unter 50 cm und nur wenigen, geringmächtigen Kalksandsteinbänken.

Zone II Um 150 m mächtige Wechselfolge von 5 - 25 cm mächtigen Kalksandsteinbänken mit 30 - 50 cm mächtigen Sandmergellagen.

Zone I Bis 125 m mächtige Monte Piano-Mergel.

Die Komponenten der Kalksandsteinbänke sind meist feinklastisch, erreichen jedoch in der Zone III bis 5 cm Größe. Sie sind in diesem Fall gut abgerundet, besitzen in der Regel einen ovalen Umriß und bestehen vorwiegend aus Schutt von Kristallin-Gesteinen (Granit, Porphyrit und Quarz).

Die weniger grobklastischen Bänke werden hauptsächlich aus eckigen, undulos auslöschenden Quarzen in kalzitischer Matrix gebildet. Daneben sind unfrische Plagioklase und Orthoklase, Chlorit, Muscovit und Biotit, Zirkon und Fossilschutt in wechselnden Anteilen vertreten. Häufig beobachtbare Kalkbrocken besitzen in der Regel einen größeren Durchmesser als die Quarze. (In dem Schliff II 266 beträgt das Verhältnis der Korndurchmesser der Kalkbrocken zu dem der Quarzfragmente 2,3 : 1). Diese Beobachtung entspricht auch den makroskopischen Verhältnissen.

Auf den Unterflächen der Bänke befindet sich ein relativ hoher Gehalt lignitischer Pflanzenreste. Stellenweise liegt dieses Material auch in größeren, linsenartigen Einschaltungen der Mergel vor, wobei Reste von mehrere Meter langen Baumstämmen mit Durchmessern bis zu 40 cm beobachtet wurden (C. DE STEFANI, 1895).

8.33 Olisthostrom von Vettola

Eine besonders erwähnenswerte Erscheinung synsedimentärer Bewegungen während der Ablagerung des 'Tongriano'-Komplexes befindet sich 750 m SE der Ortschaft Vettola im nördlichen Abschnitt des Komplexes.

An dieser Stelle ist ein etwa 200 m langer Bereich des unteren Teiles der Zone II in vollkommen chaotischer Ausbildung aufgeschlossen:

mehrere Kubikmeter große Anteile feinbankiger Sandstein- und Mergelpartien des MBS liegen hier stark und regellos verfaltet in chaotischen Schiefern und Mergeln, die bis 50 cm große, abgerundete oder kantige Brocken des Barca-Alberese bzw. seines Breccienhorizontes enthalten. Daß es sich bei diesem Vorkommen um eine Erscheinung sedimentärer Ursache handelt, zeigen die sedimentär in die Basis der ersten Kalksandsteinbank des MBS direkt über dem Vorkommen eingelagerten Kalkbrocken.

In der lateralen, dem Streichen des 'Tongriano'-Komplexes entsprechenden Verlängerung dieses Bereiches findet die Ausbildung keine Fortsetzung mehr, sondern wird von normal lagernden Sedimenten der Zone I und II begrenzt.

Zweifellos bestand in diesem Abschnitt während der Sedimentation der Sandsteine und Mergel der Zone II eine lokal und zeitlich eng begrenzte Bodenunruhe. So könnte einmal mit Hilfe eines komplexen Störungssystems ein horstartiges Gebilde geschaffen worden sein, was eine "Hebung" des tieferen Untergrundes in subaquatische Bereiche zur Folge gehabt hätte. Zum anderen dürfte die Schwerkraft ein Abgleiten bzw. eine Verteilung der "gehobenen" Sedimente im Sinne eines olisthostrombildenden Vorganges verursacht haben, was bei kontinuierlich fortlaufender Sedimentation des MBS zu

einer Einbeziehung der miteinander chaotisch vermischten Bestandteile in die untersten Bänke der Sandsteine führen mußte.

Diese Vorstellung fordert jedoch nach dem Geländebefund einen mindestens 120 m großen Versatz in einem relativ eng begrenzten Bereich.

Wie weit diese Vorgänge mit der Hypothese einer gravitativen Gleitung des Untergrundes während der Sedimentation des 'Tongriano'-Komplexes in Zusammenhang gebracht werden können (G. MERLA, 1952), bleibt fraglich.

8.34 Alter des 'Tongriano'-Komplexes

Die Altersbestimmung des 'Tongriano'-Komplexes stützt sich im Aufnahmegebiet auf die relativ gut erhaltene und reichhaltige Fauna der Monte Piano-Mergel :

Probe 92 - MPM am Monte Barigazzo -

Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSH.u.BERM.
Globigerapsis index (FINLAY)
Globigerina sp.
Nodosaria sp.
Cibicides sp.
Epistomina sp.
Gyroidina sp.
Cyclammina sp.
Haplophragmoides sp.
Trochamminoides sp.
Trochammina sp.
Formen der Familie Ellipsoidinidae

Es wird das obere Ober-Eozän angezeigt.

Proben II 336
II 337 - MPM am Monte Piano -

Globigerapsis cf. index (FINLAY)
Globigerina sp.

Keine gesicherte Altersangabe.

Proben II 148
II 151
II 365 - MPM 1 km nördlich Brunelli -
II 366

Globigerapsis cf. index(FINLAY)
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina yeguaensis WEINZIERL u. APPLIN
Cassidulina sp.

Es wird das Ledien angezeigt.

Proben II 156
II 161 - MPM bei Monticelli -

Globorotalia (Truncorotalia) spinulosa CUSH.
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina yeguaensis WEINZIERL u. APPLIN
Hantkenia dumblei WEINZIERL u. APPLIN
Hantkenia cf. longispina CUSH.

Es wird das obere Mittel-Eozän (Biarritzien) angezeigt.

Probe II 320 - bunte Mergel im 460 m - Niveau des Torrento Ingegna, linkes Ufer NE Breia (außerhalb des Aufnahmegebietes) -

planispirale Globigerinella sp.

Schlecht erhaltene, vermutlich umgelagerte Kreide-Fauna.

Probe II 319 - MPM bei Compiano -

Globorotalia (Turborotalia) centralis CUSH. u. BERM.
Globigerapsis sp.

Die Fauna entspricht dem oberen Mittel-Eozän (Biarritzien) oder tiefsten Ober-Eozän (Ledien).

Die in den Monte Barigazzo-Sandsteinen aufgefundenen Assoziationen besitzen keinen eindeutigen Leitwert, z.B.:

Probe II 335 - MBS am Monte Piano -

Globigerina sp.
Vulvulina sp.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Spiroplectammina sp.
Cyclammina sp.
Gyroidina sp.

Diese Arten treten im oberen Eozän und Oligozän auf. Es ist eine Ähnlichkeit mit den Faunen 1 km nordlich Brunelli angedeutet (s. o.).

Schliff II 266 - MBS über dem Olisthostrom von Vettola -

„Nummulites fabianii (PREVER) Ledien
'Nummulites intermedius-fichteli Lattorf - Rupel

Eine eindeutige Unterscheidung ist nur mit isolierten Formen möglich.

Probe II 325 - MBS von Monastero (5 km SE Bardi) -

Globigerina sp.
Cyclammina sp.
Lponides sp.

Keine Altersangabe möglich.

Probe 214 - Olisthostrom von Vettola -

Globigerina sp.

Dorothia sp.
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Eponides sp.
Gyroidina sp.
Cibicides sp.
Buliminella sp.
Anomalinoides sp.

Keine Altersangabe möglich.

Nach diesem Befund kann - ohne Berücksichtigung einer möglicherweise erfolgten Umlagerung der Fauna - für die Monte Piano-Mergel ein ober mitteleozänes bis ober obereozänes Alter angenommen werden.

Der zeitliche Einsatz der Monte Barigazzo-Sandsteine sowie deren Sedimentationsdauer bleibt unsicher. In Analogie zu anderen Vorkommen werden die Sandsteine jedoch nicht über den zeitlichen Bereich des Oligozäns hinaus sedimentiert worden sein.

8.4 Fazies der tertiären Sedimente

Ähnlich wie in der Oberkreide kam es im Eozän/Oligozän zu stark ausgeprägten und unterschiedlichen faziellen Verhältnissen im Nordapennin.

So deuten einmal die Sedimente der Kalk-Ton-Serie unruhige heteropische Faziesbedingungen an, welche neben einer einheitlicheren, beispielsweise vom Monte Dosso-Alberese repräsentierten Fazies bestehen konnten.

Zum anderen stellen die Monte Piano-Mergel und Monte Barigazzo-Sandsteine eine Fazies dar, die auffällige Parallelen zu der toskanischen Fazies mit der Oberen Scaglia rossa und dem Macigno aufweist.

Im Gegensatz zu dem in reiner Flyschfazies entwickelten Macigno handelt es sich jedoch im allgemeinen bei den verschiedenen Vorkommen des 'Tongriano' um Sedimente komplexer, küstennaher Faziesverhältnisse, welche weitgehend einer Molasse entsprechen können.

Das Verhältnis dieser Fazies zu den gebirgsbildenden Bewegungen wird zur Zeit noch diskutiert.

Mit den Sandsteinen und Mergeln vom Monte Barigazzo wer-

den aber im Aufnahmegebiet fazielle Verhältnisse aufgezeigt, die weder einer reinen Flyschfazies noch einer Molassefazies entsprechen.

So stehen Merkmale des Flysch:

1. monotone Wechsellagerung feinsandiger Komponenten,
2. ein schwach ausgebildetes 'graded bedding',
3. 'flute casts' und
4. 'load casts'

gewissen, jedoch nicht echten Merkmalen der Molasse gegenüber:

1. konglomeratische Bestandteile, verbunden mit
2. einem Überwiegen der Sandsteinbänke in der Zone III,
3. Vorkommen von Pflanzenresten.

Zusammen mit dem Phänomen des Olisthostroms von Vettola und dem als olisthostromartige Breccie des Barca-Alberese ausgebildeten Liegenden des 'Tongriano'-Komplexes kann in fazieller Hinsicht ein offener, relativ küstennaher und unruhiger Ablagerungsraum angenommen werden, welcher - nach den nicht sehr häufig ausgebildeten 'flute casts' und anderen Sedimentstrukturen zu urteilen - durch periodisch ablaufende Materiallieferungen aus dem NW,N und NE erfaßt wurde. Das vor allem kristallines Material liefernde Herkunftsgebiet ist unbekannt.

In bezug auf die heutige, 20 km vom Gebirgsrand entfernte geographische Lage des 'Tongriano' - Komplexes von Bardi - Borgo Val di Taro sprechen die genannten faziellen Phänomene für eine primär bedingte "innerapenninische' Ablagerung dieser Gesteine, zumal die gröberen 'Tongriano' - Ausbildungen direkt dem Apennin-Rand folgen. (s. a. Kap. 9.5 und 10)

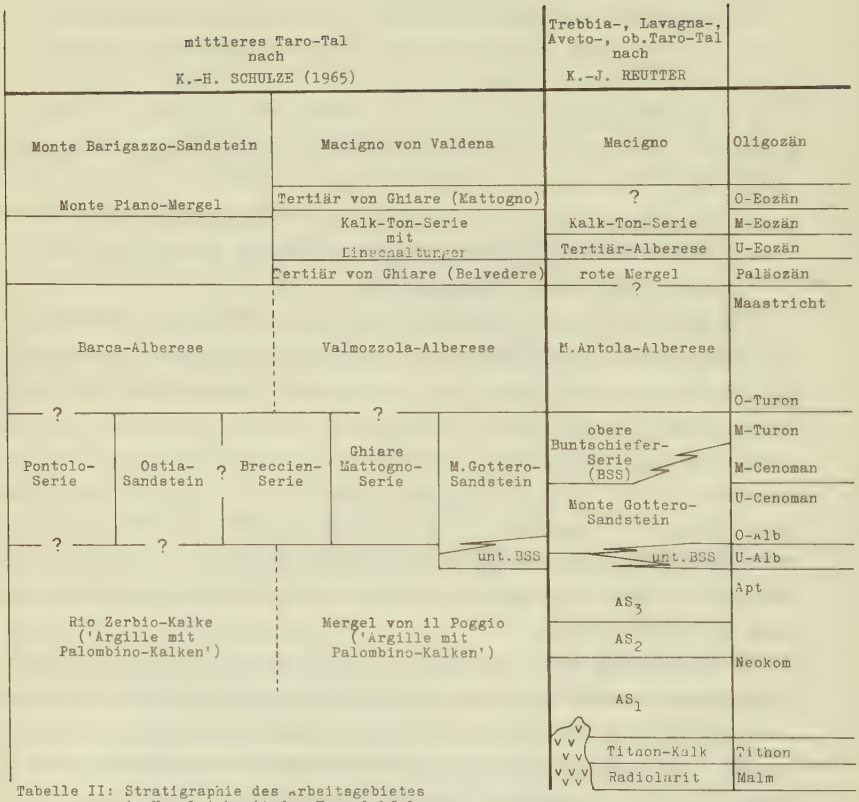


Tabelle II: Stratigraphie des Arbeitsgebietes im Vergleich mit der Normalabfolge der Sedimente ligurischer Fazies nach K.-J. REUTTER (1961, abgeändert)

III TEKTONIK

Mit der Beschreibung der vorwiegend gleichaltrigen Serien oder Serien-Gruppen des Aufnahmegebietes wurde in den vorangegangenen Kapiteln bereits indirekt der komplexe tektonische Zusammenhang dieser - bis auf den Macigno von Valdena - allochthonen Gesteine angedeutet.

Entsprechend ihrer tektonischen Stellung können die Serien 4 allochthonen tektonischen Einheiten zugeordnet werden, die dem relativ autochthonen Vorkommen des Macigno von Valdena gegenüberstehen. (s. tektonische Übersichtskarte S. 114)

9 Tektonische Gliederung des Aufnahmegebietes

9.1 "Autochthon": Macigno von Valdena (Profile 8, 9, 10)

Im Aufnahmegebiet bildet der Macigno von Valdena die tektonische Bezugsbasis für alle anderen Serien. Da jedoch ein Vergleich dieses Sedimentes mit anderen Macigno-Vorkommen nur bedingt vorgenommen werden kann, und auch das Liegende des Macigno nicht aufgeschlossen ist, bleibt die absolute Autochthonie dieses Vorkommens umstritten.

Aus diesen Gründen sowie auch im Hinblick auf die Parautochthonie der den Toskaniden i möglicherweise angehörenden Sandsteine von Pracchiola muß dem diesen Sandsteinen entsprechende Macigno von Valdena eine nur relativ autochthone Stellung zugeschrieben werden.

Strukturell bildet der Macigno eine in sich wenig gestörte Antiklinale mit rundem Umriß, welche nach W und E gleichmäßig unter die Kalk-Ton-Serie abtaucht. Die Nord- und Südbegrenzung des Vorkommens wird dagegen jeweils durch eine Störung gebildet. Nach dem Geländebefund bleibt der Antiklinal-Charakter der Struktur dabei im N erhalten. Erst der südliche Abschnitt weist stärker ausgeprägte Unregelmäßigkeiten auf, die mit der Überschiebung der Kalk-Ton-Serie in Zusammenhang gebracht werden können. Möglicherweise wurden bei diesem Vorgang auch jene kleineren Macigno-Vorkommen abgeschert, die als isolierte und stark tektonisierte Körper

in der Kalk-Ton-Serie - westlich und südwestlich Valdena - aufgeschlossen sind.

9.2 Allochthon I: Kalk-Ton-Serie (Liguriden I)

(Profile 8, 9, 10)

Nach dem Geländebefund wird der Macigno von der ligurischen Kalk-Ton-Serie mit ihren Einschaltungen tektonisch überlagert. Dieses mit einer Überschiebung der KTS auf den Macigno zu deutende tektonische Verhältnis beider Sedimente zueinander wird neben dem paläontologischen Befund noch besonders durch den chaotischen Charakter der KTS unterstrichen. Der Macigno wurde im Kontaktbereich ebenfalls stark tektonisiert.

Zusammen mit den nur ungenügenden Aufschlußverhältnissen ist eine gerichtete Beanspruchung der KTS statistisch nicht zu erfassen.

9.3 Allochthon II: Monte Gottero-Sandstein und Buntschiefer-Serie (Liguriden III)

(Profile 6, 7, 8, 9)

In dem Bereich seines Vorkommens im Aufnahmegebiet überlagert der MGS mit den Buntschiefern an seiner Basis verschiedene Serien, wobei jedoch eindeutige Kontakte in jedem Fall durch den Monte Gottero-Sandstein verschüttet wurden.

Nach den vorangegangenen Erörterungen der Fazies ist ein sedimentärer Kontakt zu dem Ostia-Sandstein und der Pontolo-Serie nicht anzunehmen, zumal auch besonders das bei Baselica und Costerbosa (2 km südlich Ostia) nur angedeutete tektonische Verhältnis des überkippten Ostia-Sandsteines zu dem normalliegenden MGS am Monte Pelata (westlich des Passo della Cisa, außerhalb des Aufnahmegebietes) deutlich unterstrichen wird.

Neben diesen Beobachtungen beweist die Überlagerung der tertiären Serien von Valdena durch den MGS die Allochthonie dieses Schichtpaketes.

Detritus und Vegetation verhindern eine eingehende Untersuchung der Struktur des MGS-Komplexes. Nach den wenigen Aufschlüssen zu urteilen, ruhen die Gesteine relativ flach und normal auf ihrer Unterlage und sind vermutlich durch zahlreiche Störungen gegeneinander versetzt worden.

Auffällig in Bezug auf die tektonische Struktur des gesamten Aufnahmegebietes ist die Beschränkung des MGS in seinem Vorkommen nur auf die südliche Taro-Talseite, wobei die Begrenzung des Komplexes zu dem Tal etwa parallel verläuft.

9.4 Allochthon III: Pontolo-Serie, Rio Zerbio-Kalke, Ostia-Sandstein, Breccien-Serie, Valmozzola-Alberese und Ghiare-Mattogno-Serie

(Profile 1, 2, 3, 4)

Diese in dem Bereich nördlich des Taro verbreiteten Sedimente bilden zusammen mit dem 'Tongriano'-Komplex und dem Barca-Alberese eine flach nach W einfallende, dachziegelartig angeordnete Abfolge, deren unter tektonischen und stratigraphischen Gesichtspunkten vorzunehmende Analyse weitgehend durch die nur unzureichend aufgeschlossenen Kontakte erschwert wird.

So könnten die Rio Zerbio-Kalke gemäß ihrer Alterseinstufung das stratigraphisch Liegende der Pontolo-Serie oder des Ostia-Sandsteines insofern bilden, als der Pontolo-Serie aufgrund des Vorkommens ihrer jüngsten Fauna in den obersten Niveaus eine normale Lagerung zugesprochen werden kann, und der Ostia-Sandstein im Taro-Tal gleichförmig überkippt liegt.

Die vorwiegend schiefrige Ausbildung der Pontolo-Serie sowie die Schieferzwischenlagen der Rio Zerbio-Kalke verursachten in dem Grenzbereich beider Serien gleichmäßig ausgebildete, aufgelöste Kalkbänke in schuppigen Schiefern, so daß ein tektonischer Kontakt von einem rein sedimentären und durch die späteren orogenetischen Vorgänge tektonisch überprägten Kontakt nicht zu unterscheiden ist.

Da auch die Kontakte zwischen den Rio Zerbio-Kalken und

dem Ostia-Sandstein tektonisch stark überprägt wurden, kann eine Entscheidung über die Zugehörigkeit der Rio Zerbio-Kalke zu der Pontolo-Serie oder zu dem Ostia-Sandstein nach dem Geländebefund nicht getroffen werden. Die Aufschlußverhältnisse im Bereich der Rio Testanello - Mündung (s. Kap. 5.2) sowie das Vorkommen einer größeren, nur radiolarienführenden Kalk-Schiefer - Einschaltung im 560 m - Niveau des Rio Roncomale (rechte Bachseite, ca. 200 m südlich der neuen Brücke des Fahrweges nach Branzone) lassen die stratigraphische Zugehörigkeit der Rio Zerbio-Kalke zu dem Ostia-Sandstein nur vermuten.

Auffällig an den gewöhnlich stark verfalteten Ostia-Sandstein - Vorkommen des Aufnahmegebietes ist die bereits erwähnte gleichförmig überkippte Lagerung dieser Gesteine im Taro-Tal zwischen Belforte, Ostia und Calcaila. Diese Lage besitzt insofern eine Bedeutung, als sie einmal in der Fortsetzung der Sandsteine nach E von dem Ostia-Sandstein im Manubiola-Tal und südlich des Passo della Cisa (G. ZANZUCCHI, 1963) beibehalten wird, und zum anderen die Breccien-Serie nur an das Liegende dieses überkippten Ostia-Sandsteines gebunden ist. Diese Beobachtung gab unter anderem in dem Kapitel 6.6 zu der Vermutung Anlaß, die Breccien-Serie könnte den Ostia-Sandstein sedimentär überlagert haben. Die heutige tektonische Position beider Serien wäre dann eine Folge der späteren Orogenese.

Mit dem Vorkommen der in der Breccien-Serie eingeschalteten Gesteine des Obercampan - Maastricht (s. Kap. 6.14, Einschaltung 2) wird jedoch die Problematik dieser Zusammenhänge angedeutet, denn eine weitere Umlagerung der Gesteine der Breccien-Serie im Tertiär und der Vorgang einer nachfolgenden tektonischen Überlagerung durch den Ostia-Sandstein können damit ebenfalls angenommen werden.

Die Lage der Breccien-Serie zu dem überkippten Valmozzola-Alberese sowie die auf eine starke tektonische Beanspruchung zurückzuführenden Merkmale (s. Kap. 7.21) lassen eine tektonische Verfrachtung der Alberese-Scholle, eine gleichzeitig oder später erfolgte Muldenbildung und die "Überschiebung" des Alberese durch die Breccien-Serie vermuten.

Im Hinblick auf die wenigstens in einem Niveau erfolgte

Resedimentation des dem Valmozzola-Alberese sehr ähnlichen Barca-Alberese (Breccien - Horizont) sowie die eventuell stattgefundene Umlagerung der oberkretazischen Gesteine der Ghiare-Mattogno-Serie im Tertiär, kann jedoch auch für den Valmozzola-Alberese eine zwar tektonisch verursachte aber sedimentäre Verfrachtung en bloc angenommen werden. Inwieweit die Vorgänge der Exponierung, Umlagerung und einer weiteren tektonischen Verfachtung während der Hauptgebirgsbildung den derzeitigen chaotischen Charakter des Valmozzola-Alberese wirklich verursacht haben konnten, bleibt fraglich.

Problematisch bleibt auch das Verhältnis des Valmozzola-Alberese zur Ghiare-Mattogno-Serie. Im Falle einer rein tektonischen Verfrachtung des Alberese konnte eine Überschiebung der GMS erfolgt sein. Nach den vorausgegangenen Erörterungen müßte aber auch eine gemeinsame Umlagerung der Gesteine der GMS zusammen mit dem Valmozzola-Alberese möglich gewesen sein.

Nach diesen tektonischen und sedimentären Merkmalen der Serien des Allochthons III können zwei Abfolgen von stratigraphisch zusammengehörenden Serien aufgestellt werden, welche im Hinblick auf die Aufeinanderfolge dieser Gesteine in der Ost-West - Richtung (s. Profil 5) die Gliederung der dritten tektonischen Einheit des Aufnahmegebietes in entsprechende tektonische Untereinheiten ermöglicht. Diese beiden tektonischen Abfolgen bleiben jedoch in jedem Fall problematisch und können einer dritten tektonischen Abfolge - die aus stratigraphisch weitgehend aufgelösten Serien bestehen dürfte - gegenübergestellt werden:

ALLOCHTHON III

Abfolge I	Abfolge II
1. Untereinheit	1. Untereinheit
Pontolo-Serie	Pontolo-Serie
	Rio Zerbio-Kalke
2. Untereinheit	2. Untereinheit
Breccien-Serie	Breccien-Serie
Ostia-Sandstein	Ostia-Sandstein
Rio Zerbio-Kalke	
3. Untereinheit	3. Untereinheit
Valmozzola-Alberese	Valmozzola-Alberese
Ghiare-Mattogno-Serie	
	4. Untereinheit
	Ghiare-Mattogno-Serie

9.5 Allochthon IV: Monte Barigazzo-Sandstein, Monte Piano-Mergel und Barca-Alberese

(Profile 2, 3, 4, 5)

Die Deutung der tektonischen Stellung des 'Tongriano'-Komplexes mit dem über den Breccien-Horizont sedimentär verbundenen Barca-Alberese im Liegenden (s. Kap. 7.22) bildet insofern ein Problem, als die eozänen-oligozänen Sedimente in ihrer relativ ungestörten Lagerung die höchste Einheit der Gesteine des nördlichen Taro-Tales bilden und damit dem die tiefste tektonische Einheit des Gebietes bildenden Macigno von Valdena gegenüberstehen. Der Gegensatz verschärft sich im Hinblick auf das ober mitteleozäne Alter der Monte Piano-Mergel und die Einstufung des Macigno in das Oligozän.

Diesen im Nordapennin allgemein vorherrschenden extremen Gegensatz beider Sedimenttypen versuchte G. MERLA (1952) mit Hilfe der Vorstellung eines nach NE gleitenden Untergrundes bei gleichzeitig erfolgender Sedimentation der Gesteine des 'Tongriano' zu erklären.

Die Fazies des 'Tongriano' (s. Kap. 8.4) sowie die synsedimentären Erscheinungen an der Basis dieses Komplexes (Olisthostrom von Vettola und Breccien-Horizont des Barca-Alberese) scheinen die Annahme G. MERLAs zu unterstützen.

Damit kann bereits während der Sedimentation eine Allochthonie des 'Tongriano' bezüglich des tieferen Untergrundes angenommen werden. Ferner deuten aber noch besonders die tektonischen Erscheinungen im westlichen Bereich seines Vorkommens (nördlich Borgo Val di Taro) sowie die Beziehung zu dem Allochthon III auf weitere, von der Hauptgebirgsbildung abhängige Bewegungen hin.

So paßt sich die Struktur der flach nach W einfallenden Schichten des 'Tongriano' und des Barca-Alberese am Ostrand des Komplexes der ebenfalls flach nach W einfallenden Anordnung des Allochthons III an (s. Profile 2 - 5).

Möglicherweise besteht sogar eine direkte Beziehung zu dieser dritten allochthonen Einheit, da mit dem sedimentären Vorkommen von bunten Schiefern im Liegenden des Monte Antola-Alberese auch ein sedimentärer Übergang zwischen der Pontolo-Serie und dem Barca-Alberese angenommen werden kann. Der einzige gut aufgeschlossene Kontakt des Grenzbereiches beider Serien, 900 m SW Branzone (663 m - Punkt), zeigt jedoch tektonisch überprägte Verhältnisse.

Gegen einen normalen stratigraphischen Verband spricht das völlige Verschwinden des Alberese bei Tiedoli, von wo ab die Pontolo-Serie selbst als das Liegende der MBS in ihrer Mächtigkeit zwar reduziert erscheint, jedoch ihre normale Ausbildung besitzt. Der Kontakt zwischen der Pontolo-Serie und den Monte Barigazzo-Sandsteinen ist verschüttet.

Besonders auffällig an dem Vorkommen der Monte Piano-Mergel ist die Abhängigkeit des ungestörten stratigraphischen Verbandes mit den Monte Barigazzo-Sandsteinen von der Existenz des Barca-Alberese im Liegenden dieser Mergel (s. Kap. 7.22). Betrachtet man dieses Phänomen zusammen mit dem Vorkommen der Monte Piano-Mergel westlich der Westgrenze des Monte Barigazzo-Sandsteines (s. Kap. 8.31), so können folgende Umstände die Abwesenheit der Monte Piano-Mergel zwischen Tiedoli, Borgo Val di Taro und Caprendasca veranlaßt haben:

1. die MPM wurden auf einem unterschiedlich ausgebildeten Untergrund sedimentiert, der nur zum Teil von dem Barca-Alberese eingenommen wurde;
2. nach Beendigung der Ablagerung des 'Tongriano' - vermutlich während der Hauptgebirgsbildung - erfolgte eine Bewegung des gesamten Komplexes, wobei
3. Bereiche eines vorwiegend kompetenten Untergrundes - wie ihn der Barca-Alberese darstellt - die Gesteinsbeanspruchung abfingen, während inkompetente Gesteine auf diese Beanspruchung weitgehend plastisch reagierten. Der Druck wurde durch sie wahrscheinlich weitergegeben, was ein Abquetschen der MPM verursacht haben konnte.

Im Hinblick auf den Olisthostrom von Vettola (s. Kap. 8.33) kann jedoch ferner eine frühzeitig und unter olisthostrombildenden Voraussetzungen erfolgte Gleitung der MPM angenommen werden.

Die möglicherweise unter diesen Voraussetzungen verdrängte Masse der MPM zwischen Tiedoli, Monticelli und Ghirardi entspricht etwa dem Vorkommen der MPM zwischen Monticelli, Ghirardi und Compiano.

Diese Annahmen stehen auch nicht direkt im Widerspruch mit der Beobachtung eines auf einem relativ kleinen Raum beschränkten scharfen Umbiegens der Monte Barigazzo-Sandsteine im 539 m-Niveau des Canale Guasto (300 m N Ghirardi). Die Aufschlußverhältnisse am Westrand des MBS-Komplexes lassen eine weitere Beobachtung dieser Grenzverhältnisse nicht zu. Mit dem Vorkommen überkippter Monte Barigazzo-Sandsteine bei Monticelli sind jedoch wenigstens in diesem Bereich entsprechende Verhältnisse angedeutet.

Ferner können auch die Vorkommen von Monte Piano-Mergeln in den Monte Barigazzo-Sandsteinen (1 km NNW Brunelli) mit dem plastischen Verhalten der Mergel bei diesen angenommenen Vorgängen erklärt werden. In diesem Fall liegt ein etwa 30 m mächtiges Paket von Monte Barigazzo-Sandsteinen auf den Schiefern und Kalken der Pontolo-Serie. Seitlich und im Hangenden dieses Schichtstoßes der MBS folgen ca. 20 m mächtige Monte Piano-Mergel, ehe die eigentliche mächtige Monte Barigazzo-Sandstein - Sequenz einsetzt. Im Grenzbereich zu

den Monte Piano-Mergeln weisen die Monte Barigazzo-Sandsteine leichte tektonische Einflüsse in Form von unregelmäßigen Umbiegungen und Abscherungen auf, so daß das etwa 400 m lange Vorkommen der Mergel als ein Diapir gedeutet werden kann, zumal auch die Fauna dieser Mergel den Faunen der Monte Piano-Mergel entspricht.

Im 550 m-Niveau des Torrente Vona sowie auch 300 m westlich Case Macinarsi (NE Borgo Val di Taro) sind die Monte Barigazzo-Sandsteine in wenige weite Falten gelegt worden.

10 Tektonische Synthese

Nach den vorangegangenen Erörterungen besteht die Möglichkeit, die tektonischen Einheiten des Aufnahmegebietes drei strukturell übergeordneten, tektonischen Komplexen zuzuordnen:

Komplex A: "Autochthon"

Der Macigno von Valdena bildet als ein Sediment der toskanischen Fazies die relativ autochthone und damit tiefste tektonische Bezugsbasis des Aufnahmegebietes.

Komplex B: Allochthon I und II
(Liguriden I und III)

Dieser Komplex umfaßt in Analogie zu der in weiten Teilen des Nordapennins und auch noch südlich Bedonia vorherrschenden tektonischen Abfolge ligurischer Sedimente das Allochthon I (Kalk-Ton-Serie und deren Einschaltungen) sowie das Allochthon II (Monte Gottero-Sandstein und Buntschiefer-Serie an seiner Basis) und liegt strukturell über dem Komplex A.

Komplex C: Allochthon III und IV

Die Beschränkung des Allochthon III und IV hauptsächlich auf das Gebiet nördlich des Taro, die strukturelle Eigenständigkeit beider Einheiten sowie die teilweise Überlagerung durch den Monte Gottero-Sandstein rechtfertigen die Trennung dieses Komplexes C von den beiden anderen Komplexen.

Die tektonische Abfolge der Komplexe A und B entspricht

bis auf die Abwesenheit der von dem Monte Antola-Alberese gebildeten tektonischen Einheit der Liguriden II sowie der Argille mit Palombino-Kalken und Ophiolithen an der Basis des Monte Gottero-Sandsteines noch der tektonischen Abfolge in dem benachbarten Bereich des Monte Zuccone, südlich Bedonia, sowie in weiten Teilen des Nordapennins, wobei die tektonischen Einheiten der

Liguriden I (Kalk-Ton-Serie)
Liguriden II (Monte Antola-Alberese)
Liguriden III (Monte Gottero-Sandstein, Buntschiefer-Serie und "Argille scagliose")

auf den Toskaniden II (Macigno) liegen. (K.-J. REUTTER, 1960; L. DALLAN und G. RAGGI, 1961; G. RAGGI, 1964, W. KUBE, 1965; G. GOLDBERG, 1965; K. GÜNTHER, 1965; K.-D. KRAMPE, 1964).

Mit der Einnahme einer sich entsprechenden tektonischen Position durch das Allochthon II (Monte Gottero-Sandstein) und Allochthon IV ('Tongriano'-Komplex) über der Pontolo-Serie südlich und nordlich des Taro-Tales, zwischen Ostia und Borgo Val di Taro (Profil 6), tritt jedoch im Aufnahmegebiet eine Abweichung der erwähnten Abfolge auf.

Betrachtet man dieses Phänomen zusammen mit der gleichgerichteten tektonischen Abfolge des Allochthons III und IV sowie mit dem Vorkommen der Rio Zerbio-Kalke, Ostia-Sandsteine, Pontolo-Serie, Breccien-Serie, Ghiare-Mattogno-Serie und des 'Tongriano'-Komplexes als Sedimente einer für diesen Bereich spezifischen Fazies, so könnte die tektonische Anomalie zwischen dem Allochthon II und IV von nur für diesen Raum geltenden, strukturellen Voraussetzungen abhängig geworden sein, zumal auch keine Anhaltspunkte für eine Überschiebung des Monte Gottero-Sandsteines durch den 'Tongriano'-Komplex oder umgekehrt nach dem Geländebefund vorliegen.

So wird - wie bereits mehrfach erwähnt - das Aufnahmegebiet in fazieller Hinsicht von Sedimenten umgeben, die im SW der ligurischen, im N und NW der emilianischen sowie im S und SE der toskanischen Fazies zugeordnet werden können. Sieht man in dieser Faziesverteilung nicht nur das Ergebnis einer sehr komplexen Anlage der Apennin-Geosynklinale mit nachfolgender weiter tektonischer Verfrachtung der Sedimente, so kann unter der Annahme:

1. einer Beschränkung der für eine Fazies spezifischen Sedimentation nur auf einen bestimmten - der heutigen faziellen Verteilung der Sedimente etwa entsprechenden - Raum und im Zusammenhang damit
2. einer eingeschränkten Verfrachtung der Serien während der Orogenese - wobei jedoch Gleitungen und Überschiebungen größeren Umfanges nicht ausgeschlossen werden dürfen -

die derzeitige Faziesverteilung bereits als primär bedingt angesehen werden. Der eigentliche Ablagerungsraum bleibt dabei jedoch unbekannt.

Das Aufnahmegebiet und seine weitere Umgebung könnte unter diesen Voraussetzungen die Stellung eines echten Übergangsbereiches mit einer weitgehend selbständigen Tektonik zwischen den drei Fazies einnehmen.

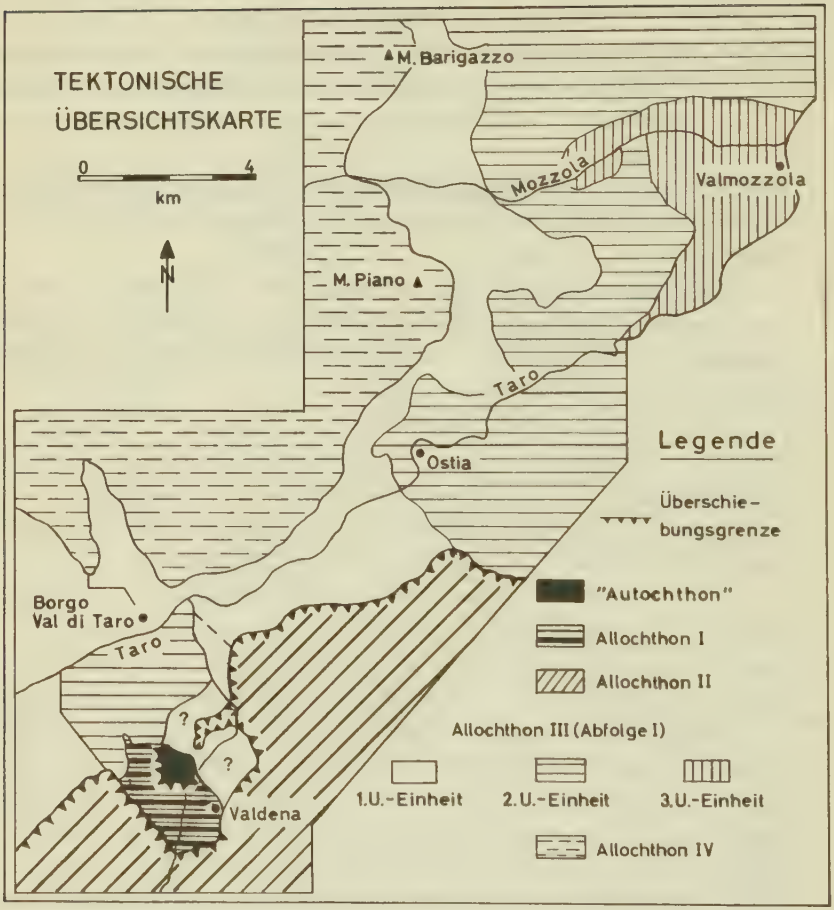
Die Hauptgebirgsbildung hätte demzufolge in diesem Bereich die Serien des Komplexes C dachziegelartig übereinandergelegt, die relative Annäherung zu dem Komplex A bewirkt und die Überschiebung des Komplexes B oder wenigstens des Allochthons II als letzten Akt eingeleitet.

Unter diesen Voraussetzungen wäre besonders im Hinblick auf die tektonische Stellung des 'Tongriano'-Komplexes und Monte Gottero-Sandsteines das Taro-Tal etwa zwischen Ostia und Borgo Val di Taro eine ausgeprägte Strukturgrenze.

Gemäß dem chaotischen Charakter und der faziellen Zugehörigkeit der Kalk-Ton-Serie zum Ligurikum wurde die Herkunft dieser Serie weitgehend einer gravitativen Gleitung aus W und SW zugeschrieben. Einer entsprechenden Bewegung zufolge kann auch der Monte Gottero-Sandstein in diesen Raum seines nordöstlichsten Vorkommens gelangt sein, wobei die Buntschiefer-Serie an seiner Basis als Gleithorizont gedient haben müßte.

Ob die dachziegelartige Anordnung der Serien nördlich des Taro von einer Bewegung aus der südwestlichen Richtung abhing, bleibt fraglich, da auch eine entsprechende Anordnung durch ein Untereinandergleiten von NE her verursacht sein könnte. Auch Bewegungen aus anderen Richtungen - bis auf die S- und SE - Richtung (Toskanikum) - dürfen in bezug auf diese Abfolge nicht ausgeklammert werden.

Nach der tektonischen Stellung des Macigno von Valdena zu


TEKTONISCHE
ÜBERSICHTSKARTE
0
4
km
N
M. Barigazzo
Mozzola
Valmozzola
M. Piano
Taro
Ostia
Borgo
Val di Taro
Taro
Valdena
Legende
Überschie-
bungsgrenze
"Autochthon"
Allochthon I
Allochthon II
Allochthon III (Abfolge I)
1.U.-Einheit
2.U.-Einheit
3.U.-Einheit
Allochthon IV

urteilen, können die Bewegungsvorgänge frühestens im Oligozän stattgefunden haben.

Die synsedimentären Phänomene des 'Tongriano'-Komplexes und der Ghiare-Mattogno-Serie sowie besonders der Breccien-Serie deuten jedoch bereits im Eozän/Oligozän und im Cenoman erfolgte aktive Bewegungen des Untergrundes an.

Postorogenetische Störungen besitzen im Aufnahmegebiet keine große Bedeutung.

IV QUARTÄR

Die Erosionswirkung des Taro führte zusammen mit der Gebirgshebung zu mindestens zwei Aufschüttungsterrassen über dem heutigen Akkumulationsniveau. Im Bereich des Bahnhofs von Ostia befinden sich auf dem rechten Taro-Ufer noch in 80 - 85 m Höhe über der Talaue Flußgerölle.

Die abgerundeten oder plattigen Gerölle der Terrassen liegen in allen Größen und in der Regel unsortiert, jedoch meist eingeregelt beieinander.

In den etwa 5 m mächtigen Flußaufschüttungen der linken Uferseite an der Taro-Brücke bei Roccamurata befinden sich einige maximal 50 cm mächtige, sandige Torfhorizonte, die für eine zeitweilige Abschnürung dieses Teiles vom Flußbereich zeugen.

Infolge der geringen inneren Festigkeit der vorwiegend schiefrigen und mergeligen oder tektonisch stark verformten Sedimente neigt der Boden an sehr vielen Stellen zu einer relativ stark ausgeprägten Bergschlipf- und Bergsturzbildung (Frana). Das Verbreitungsgebiet der mittleren und nördlichen Pontolo-Serie sowie der Bereich des Valmozzola-Alberese sind davon besonders betroffen. Fließgeschwindigkeiten von etwa 50 cm/h konnten dabei beobachtet werden.

Am Rio Rovinella, 2,5 km SE des Monte Barigazzo, befindet sich eine Frana, die in der äußeren Form eines Gletschers zu Tal fließt. Im Einzugsgebiet bilden die schieferreichen Se-

dimente der nördlichen Pontolo-Serie ein besonders 'fließbares' Material, welches sich in einem schmalen, 250 m breiten und 1,4 km langen Bett zum Torrente Mozzola bewegt. Die Höhendifferenz vom Anfang bis zum Ende der Frana beträgt etwa 200 m.

V ZUSAMMENFASSUNG

Grundlage der Arbeit bildet die geologische Neuaufnahme im Maßstab 1 : 12 500 eines Gebietes im mittleren Abschnitt des Taro-Tales in der Provinz Parma.

Die dabei besonders nach mikropaläontologischen Gesichtspunkten durchgeführte Differenzierung der Sedimente in 19 Serien der Kreide sowie des Paläozän, Eozän und Oligozän ist in jedem Fall mit dem unbestimmbaren Faktor der Resedimentation behaftet.

Da die Serien vorwiegend eine allochthone Stellung einnehmen und häufig Bildungen heteropischer und isopischer Fazies darstellen, besteht in dem Gebiet keine durchgehende Schichtfolge.

Die beiden ältesten, das Neokom und Alb repräsentierenden Serien (Rio Zerbio-Kalke und Kalke von il Poggio) bestehen aus 'Argille mit Palombino-Kalken' ohne Ophiolithe. Ihre Trennung erfolgte aufgrund voneinander abweichender lithologischer Eigenschaften sowie der unterschiedlich eingenommenen tektonischen Stellung.

Dem zeitlichen Bereich vom oberen Alb bis zum mittleren Turon lassen sich die sechs Serien:

1. Breccien-Serie
2. Ostia-Sandstein
3. Monte Gottero-Sandstein
4. Buntschiefer-Serie
5. Pontolo-Serie
6. Ghiare-Mattogno-Serie

zuordnen, so daß im Gegensatz zu den relativ ruhige und einheitliche Sedimentationsverhältnisse anzeigenden Fazies der Unterkreide und oberen Oberkreide (Alberese) in diesem

Zeitabschnitt stärker differenzierte fazielle Zustände in weiten Teilen der Nordapennin-Geosynklinale vorgeherrscht haben müssen. So lassen die im Nordapennin weitverbreitete Buntschiefer-Serie und die ihr sehr ähnliche Pontolo-Serie einen in sich weitgehend aufgegliederten Ablagerungsraum mit einer dominierenden Buntschiefer-Sedimentation vermuten, die von zwei verschiedenen, 'Turbidite' ausbildenden Fazies überlagert wurde (Monte Gottero-Sandstein und Ostia-Sandstein). Zusammen mit der unter olisthostrombildenden Bedingungen entstandenen Breccien-Serie ('Argille mit Palombino-Kalken und Ophiolithen') und dem Vorkommen von Ophiolithen und ophiolithisch - kalkigem Gesteinsschutt in verschiedenen Serien (Breccien-Serie, Ostia-Sandstein und Pontolo-Serie) können sehr unruhige Ablagerungsverhältnisse angenommen werden.

Zwei sehr ähnliche, jedoch in verschiedenen tektonischen Positionen vorkommende Alberese (Barca-Alberese und Valmozzola-Alberese) der oberen Oberkreide, lassen sich mit dem Monte Antola-Alberese vergleichen.

Mit den Serien:

1. Kalk-Ton-Serie (und Einschaltungen)
2. Macigno von Valdena
3. Monte Piano-Mergel
   ('Tongriano' - Komplex)
4. Monte Barigazzo-Sandstein
5. Tertiär von Ghiare

können im Eozän/Oligozän wieder stärker ausgeprägte, unterschiedliche Faziesverhältnisse in der Nordapennin-Geosynklinale angenommen werden, wobei resedimentäre Vorgänge nicht ausgeschlossen werden dürfen.

Die Serien wurden mit den Sedimenten toskanischer, ligurischer und emilianischer Fazies verglichen. Da bei diesem Vergleich eine direkte Zuordnung der Rio Zerbio-Kalke, Mergel von il Poggio, Pontolo-Serie, Breccien-Serie, Ghiare-Mattogno-Serie und in gewisser Hinsicht auch des Ostia-Sandsteines und des 'Tongriano'-Komplexes zu einer der drei Fazies nicht möglich ist, nimmt das Aufnahmegebiet und seine weitere Umgebung im Verhältnis zu den drei Fazies räumen eine gewisse Zwischenstellung ein.

Der Macigno des Fensters von Valdena bildet die relativ autochthone tektonische Bezugsbasis des Gebietes.

Alle anderen Serien konnen vier allochthonen Einheiten zugeordnet werden:

1. Allochthon I : Kalk-Ton Serie
2. Allochthon II : Monte Gottero-Sandstein und Buntschiefer-Serie
3. Allochthon III : Pontolo-Serie, Rio Zerbio-Kalke, Ostia-Sandstein, Breccien-Serie, Valmozzola-Alberese und Ghiare-Mattogno-Serie
4. Allochthon IV : Monte Barigazzo-Sandstein, Monte Piano-Mergel und Barca-Alberese.

Die nur auf das Gebiet südlich des Taro beschränkte Abfolge des Allochthons I und II entspricht - bis auf die von dem Monte Antola-Alberese gebildete tektonische Einheit (Liguriden II) - der normalen tektonischen Gliederung des Allochthons weiter Teile des Nordapennins in

Liguriden I (Kalk-Ton-Serie)
Liguriden II (Monte Antola-Alberese)
Liguriden III (Monte Gottero-Sandstein und Buntschiefer-Serie).

Nördlich des Taro befindet sich vorwiegend das Allochthon III, welches sich noch in mehrere tektonische Untereinheiten gliedern läßt. Das Allochthon IV beschränkt sich nur auf diesen Bereich.

Damit steht einem Komplex B (Allochthon I und II) im Süden des Gebietes ein Komplex C (Allochthon III und IV) im Norden gegenüber. Beide Komplexe (B und C) beziehen sich auf den Komplex A (relativ autochthoner Macigno von Valdena).

Die tektonische Abfolge des Komplexes B auf A kann bedingt mit der tektonischen Abfolge der Liguriden I - III auf Toskaniden II parallelisiert werden.

Der Komplex C stellt dagegen eine nur auf das Arbeitsgebiet beschränkte tektonische Abfolge dar, wodurch sich die oben erwähnte fazielle Zwischenstellung eines Teiles der Serien dieses Bereiches auch in einer tektonischen Selbständigkeit äußert.

VI RIASSUNTO

Il presente lavoro ha per base un rilievo geologico in scala 1 : 12 500 di una zona nella parte media della valle del Taro, in provincia di Parma.

La differenziazione dei sedimenti, eseguita soprattutto su basi micropaleontologiche, mi ha permesso di ricostruire 19 serie: dal Cretaceo, Paleocene, Eocene fino all'Oligocene, salvo errori involontari dovuti al fattore indeterminabile della risedimentazione.

Le serie occupano in prevalenza una posizione alloctona e presentano spesso formazioni di facies eteropiche e isopiche, perciò nella zona di rilievo non esiste una successione continua.

Le due serie più vecchie ('Calcari di Rio Zerbio', e 'Calcari del Poggio'), che presentano il Neocomiano e l'Albiano, consistono di "argille con calcari di Palombino" senza ofioliti. La loro separazione è stata fatta secondo i tipi litologici ed anche secondo la loro diversa posizione tettonica.

Nel periodo dall'Albiano superiore fino al Turoniano medio si possono determinare le seguenti sei serie:

1. Serie delle brecce
2. Arenaria di Ostia
3. Arenaria di Monte Gottero
4. Serie degli scisti varicolori (Buntschiefer-Serie)
5. Serie di Pontolo
6. Serie di Ghiare-Mattogno.

In questo periodo, pertanto, devono aver predominato, in larghe parti della geosinclinale dell'Appennino settentrionale, condizioni di facies più fortemente differenziate in contrasto con le facies del Cretaceo inferiore e del Cretaceo superiore (Alberese), che rivelano condizioni di sedimentazione relativamente calme e omogenee. Così la 'Serie degli scisti varicolori' largamente diffusa nell'Appennino settentrionale e la 'Serie di Pontolo', ad essa molto simile, fanno supporre una zona di sedimentazione molto differenziata con predominio di scisti varicolori, alla quale si sovrapposero due diverse facies a 'turbiditi', l'Arenaria di

Ostia' e l'Arenaria di Monte Gottero'.

Per la 'Serie delle brecce', formatasi sotto condizioni di 'olisthostroma', ("argille con calcari di Palombino e ofioliti"), e per la presenza di ofioliti e di materiale ofiolitico-calcareo in diverse serie ('Serie delle brecce', 'Arenaria di Ostia' e 'Serie di Pontolo') si può inoltre supporre delle condizioni di sedimentazione agitate.

L"Alberese di Barca'e l"Alberese di Valmozzola'del Cretaceo superiore, che sono molto simili fra loro, ma che si trovano in posizioni tettoniche differenti, si possono paragonare all"Alberese di Monte Antola'.

Per le seguenti serie dell'Eocene/Oligocene:

1. Serie calcare ed argilla (Kalk-Ton-Serie) con intercalazioni diverse
2. Macigno di Valdena
3. Marne di Monte Piano (complesso 'Tongriano')
4. Arenaria di Monte Barigazzo
5. Sedimenti terziari di Ghiare

si può di nuovo presumere condizioni di facies fortemente marcate e varie nella geosinclinale dell'Appennino settentrionale; con ciò non si deve escludere processi di risedimentazione.

Le serie sono state confrontate con i sedimenti di facies toscana, ligure ed emiliana. Poichè in questo confronto i 'Calcari di Rio Zerbio', le 'Marne del Poggio', la 'Serie di Pontolo', la 'Serie delle brecce', la 'Serie di Ghiare-Mattogno' e in un certo senso anche l''Arenaria di Ostia' e il complesso 'Tongriano' non si possono correlare completamente a qualcuna delle tre facies, è da proporre per la zona di rilievo e i suoi dintorni una certa posizione intermedia in confronto con le tre facies suddette.

Nella zona di rilievo il macigno della finestra di Valdena forma la base tettonica di riferimento, la quale è relativamente autoctona.

Tutte le altre serie possono venire subordinate a quattro unità alloctone:

1. alloctono I : Serie calcare ed argilla (Kalk-Ton-Serie)

2. alloctono II : Arenaria di Monte Gottero e
Serie degli scisti varicolori (Buntschiefer-Serie)

3. alloctono III: Serie di Pontolo, Calcari di Rio Zerbio, Arenaria di Ostia, Serie delle brecce, Alberese di Valmozzola e Serie di Ghiare-Mattogno

4. alloctono IV: Arenaria di Monte Barigazzo, Marne di Monte Piano e Alberese di Barca.

Esclusa l'unità tettonica delle 'Liguridi II' formata dall''Alberese di Monte Antola', la successione dell'alloctono I e II, limitata soltanto al territorio a Sud del Taro, corrisponde alla normale suddivisione tettonica dell'alloctono in estese zone dell'Appennino settentrionale:

Liguridi I (Serie calcare ed argilla)
Liguridi II (Alberese di Monte Antola)
Liguridi III (Arenaria di Monte Gottero e Serie degli scisti varicolori).

A Nord del Taro si trova in prevalenza l'alloctono III, il quale si lascia suddividere in più subunità tettoniche. L'alloctono IV si limita soltanto a questa zona.

Quindi un complesso C (alloctono III e IV) si trova verso Nord di fronte a un complesso B (alloctono I e II) a Sud della zona del rilievo. Entrambi i complessi (B e C) hanno riferimento al complesso A (Macigno di Valdena relativamente autoctono).

Si può confrontare pertanto la successione dei complessi A e B con quella delle Liguridi I - III sopra le Toscanidi II.

Il complesso C presente invece soltanto nella ristretta zona di studio appare, come detto sopra, in posizione intermedia sia per quanto riguardo la facies, sia per quanto riguardo la sua tettonica, piuttosto autonoma in confronto agli stili circostanti.

VI LITERATURVERZEICHNIS

AGIP MINERARIA: Foraminiferi padani (Terziario e Quaternario). Milano 1957

---: Microfazies italiane (dal carbonifero al miocene medio). Milano 1959

---: Note sul rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai Geologi dell'AGIP Mineraria. Boll.Sec.Geol.It.,80,1,1961

ALIETTI,A.: Diffusione e significato dei minerali a strati misti delle serpentine mineralizzate a talco dell'Appennino Parmense. Periodico di Mineralogia, Anno XXVIII, n.1., 1959

ANELLI,M.: Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza. Atti R.Acc.Sc.Lett. Arti Modena, Memorie, Ser. V,3, 1938c

BARBIERI,F. und ZANZUCCHI,G.: La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense). Att.Soc.It.Sc.Nat.Mus.Civ.Stor.Nat., Milano, vol.CII, Fasc.II,1963

BARBIERI,F.: Osservazioni micropaleontologiche sugli scisti rossi di Passo del Bocco (Appennino Ligure-Emiliano). Boll.Soc.Geol.It.,83,1, 1964

BENEO,E.: Il problema 'Argille scagliose' - 'flysch' in Italia e sua probabile risoluzione - nuova nomenclatura. Boll.Soc.Geol.It.,75,3, 1956

---: Accumuli terziare da risedimentazione (Olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Boll.Serv.Geol.Ital.,78,1-2, 1955

BOLLI,H.: Zur Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. Eclogae Geol.Helv.,37,2, 1944

BONI,A.: Per la geologia dell'Appennino settentrionale a W della linea La Spezia - Piacenza. Atti Ist.Geol.Univ. Pavia 12, 1961

BRÖNNIMANN,P. und BROWN,K.N.: Taxonomy of the Globotruncanidae. Eclogae Geol.Helv.,48,2, 1955

DALLAN,L. und KAGGI,G.: Sull'età e formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino (Val di Taro e Alta Valle dello Scoltenna). Boll.Soc.Geol.It.,80,2, 1961

EAMES, BANNER, BLOW, CLARKE: Fundamentals of mid-tertiary stratigraphical correlation. Cambridge at the University Press, 1962

ELTER,P.: Nuove osservazioni sull'"arenaria superiore" nella regione di La Spezia e di Carrara. Boll.Soc.Geol.It.,77,2, 1958

ELTER,P.: I lineamenti tettonici dell'Appennino a nord-ovest delle Apuane.
Boll.Soc.Geol.It.,79,2, 1960

---: Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuane.
Bull.Soc.géol.France,7.Sér.4,5, 1962

ELTER,P.,GIANNINI,E.,TONGIORGI,M.,TREVISAN,L.: Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale.
Rend.Acc.Naz.Linc.,Ser.8,Vol.29,6, 1960

ELTER,P.,HACCARD,D.,LANTEAUME,M.,RAGGI,G.: Osservazioni sui rapporti fra flysch ad Elmintoidi ed Arenaria superiore nell'Appennino ligure e nelle Alpi Marittime.
Boll.Soc.Geol.It.,80,2, 1961

ELTER,P. und SCHWAB,K.: Geologia della regione tra Vara e Magra (Appennino Ligure - Toscana).
Boll.Soc.Geol.It.,76,2, 1957

ELTER,P. und SCHWAB,K.: Nota illustrativa della carta geologica all'1 : 50 000 della regione Carro - Zeri - Pontremoli.
Boll.Soc.Geol.It.,78,2, 1959

FLORES,G.: Definition of 'Olistostrome' in Fourth World Petroleum Congress, Section I, p.122

---: Evidence of slumb phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily.
Proceedings V World Petrol.Congr., Section I, Paper 13, 1959

FREUND,H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd.IV Frankfurt a. M., 1955

GALLITELLI,E.M.: Tentativo di interpretazione genetica di certe argille appenniniche alla luce dei rapporti oceanografici.
Rep.18th Sess.Int.Geol.Congr. Great Britain, Part 8, 1948

GALLITELLI,P.: Brevi cenni sui resultati de alcuni anni di ricerche sull'alloctono appenninico.
Boll.Soc.Geol.It.,75,3, 1956

GANDOLFI,R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla scaglia e sul flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino).
Riv.Ital.Paleontologia, XLVIII, XX Suppl., 1942

GOLLBERG,G.: Zur Geologie des Nordapennins im Raume Pontremoli - Passo della Cisa, Provinz Massa.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1965

GÖRLER, K. und HÜTTER,K.-J.: Die stratigraphische Einordnung der Ophiolithe des Nordapennins.
Geol.Rdsch.,Bd.55, 1965

GOTTHARD,K.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet um Casola in Lunigiana, Prov. Massa - Carrara, Italien/Nordapennin.
Unveröfftl. Diplom-Arbeit, Freie Univ. Berlin, 1965

HAGN,H.: Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayrischen Alpen.

Intern. Sedimentary Petrigraphical Series, Vol. I, Leiden, 1955

HAGN,H. und ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Unter-Turon der Bayrischen Alpen.
Eclogae Geol.Helv.,47,1

HENTSCHEL,H.: Basischer Magmatismus in der Geosynklinale.
Geol.Rasch.,50, 1960

HILLEBRANDT,A.v.: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen).
Z.D.G.G.,113, 1961

---: Das Paleozän und seine Foraminiferenfauna im Becken von Reichenhall und Salzburg.
Bayr.Akad. der Wissenschaften, Math.-Naturwissenschaftl. Kl.,
Abh.,Neue Folge, H. 108, 1962

IBBEKEN,H.: Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri - Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scrivia-Tal (Prov. Alessandria und Genua).
Diss. Freie Univ. Berlin, 1962

---: Zum Bau des Ligurikums am Nordwestrand der Apuaner Alpen.
N.Jb.Geol.Paläont.,Abh.,121,1, 1964

KLAUS,J.: Le 'complex schisteux intermédiaire' dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes).
Eclogae Geol.Helv.,52,2, 1959

KRAMPE,K.-D.: Zur Geologie des Hochapennins zwischen Secchia und Enza.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1964

KUBE,W.: Stratigraphie und Tektonik des Aveto-Tales im Hinblick auf den Bauplan des Nord-Apennins.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1965

KUENEN,Ph.H.: Turbidity currents of high density.
Int.Geol.Congr.,Great Britain,1948,Part VIII,London 1950

---: Significant features of graded bedding.
Bull.A.A.P.G.,37,5, 1953

---: Sole markings of graded graywacke beds.
Journ. Geology, 65,3, 1957

---: Turbidity currents a major factor in flysch deposition.
Eclogae Geol.Helv.,51,3, 1959

---: Transport and sources of marine sediments.
Geol. en Mijnbouw, 21e Jahrg., 1959

KUENEN, Ph.H. und CAROZZI,A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps.
Journ. Geology, 61,4, 1953

KUENEN, Ph.H. und MIGLIORINI,C.I.: Turbidity currents as a case of graded bedding.
Journ. Geology, 58,2, 1950

KUENDIG,E.: The position in time and space of the Ophiolithes with relation to orogenetic metamorphism.
Geol. en Mijnbouw (Nw.Ser.), 18, 1956

---: Eugeosynclines as potential oil habitats.
V. World Petrol. Congress, Proceedings, Section I, New York, 1959

LOESCHKE,J.: Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enza-Tal im Nordapennin.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1965

LUDWIG,O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin.
Geol.Rdsch.,H.1, 1929

MAIOLI,P.: Serie stratigrafica di Viano.
Boll.Soc.Geol.It.,80,1, 1961

MARCHESI,R.: Serie stratigrafica di Monte Piano.
Boll.Soc.Geol.It.,80,1, 1961

MARKWICH,R.: Geologische Untersuchungen im Gebiet um Corniglio, Provinz Parma, Nord-Apennin.
Unveröfftl. Diplom-Arbeit, Freie Univ. Berlin, 1964

MERLA,G.: Ricerche tettoniche nell'Appennino settentrionale.
Rep.18th Int.Sess.Geol.Congr.,Great Britain,Part XIII,1952

---: Geologia dell'Appennino settentrionale.
Boll.Soc.Geol.It.,70, 1952

---: Essay on the geology of the Northern Apennines.
AGIP Mineraria, Milano 1957

MIGLIORINI,C,I.: Considerazione su di un particolare effetto dell'orogenesi.
Boll.Soc.Geol.It.,52, 1933

---: Le fasi orogeniche nell'Appennino settentrionale.
Boll.Soc.Geol.It.,64, 1945a

---: Sull'origine delle brecce ofiolitiche della regione appenninica settentrionale.
Boll.Soc.Geol.It.,64, 1945b

---: Composite wedges and orogenetic landslips in the Apennines. 1948.
Rep.18th Int.Sess.Geol.Congr.,Great Britain,Part XIII,1952

PELLIZZER,R.: Ricerche sulle ofioliti della zona fra la Futa e la Raticosa.
Boll.Serv.Geol.It.,77,4-5, 1955

PETTERS,V. und GANDOLFI,R.: Contributo alla conoscenza dei foraminiferi oligocenici nel versante nord dell'Appennino settentrionale.
Riv.It.Pal.e Str.,54,3, 1948

PETTIJOHN,F.J.: Sedimentary rocks.
New York 1957

PIERI,M.: Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-59 dai Geologi dell'AGIP Mineraria.
Boll.Soc.Geol.It.,80,1, 1961

PIRINI, C.: Contributo paleontologico allo studio dell'Appennino settentrionale.
Boll.Soc.Geol.It.,80, 1961

POKORNY,V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie.
Berlin 1958

RAGGI,G.: Geologia della Val di Taro a sud-ovest di Bedonia.
Boll.Soc.Geol.It.,83, 1964

REICHEL,M.: Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin).
Eclogae Geol.Helv.,42,2

REUTTER,K.-J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1960

---: Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin.
N.Jb.Geol.Paläont.,Mh.,11, 1961

REUTTER, K.-J. und SAMES,C.W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin.
Z.D.G.G.,114,3, 1964

REUTTER,K.-J. und SERPAGLI,E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla 'Scaglia rossa' di Val Gordana (Pontremoli, Appennino settentrionale).
Boll.Soc.Paleont.It.,1,2, 1961

RICHTER, G.: Geologische Untersuchungen im Raume Calestano, zwischen dem Parma- und dem Baganza-Tal.
Unveröffentl. Diplom-Arbeit, Freie Univ. Berlin, 1964

RICHTER,M.: Über den Bau der Ligurischen Alpen I.
Das "Fenster" von Castelvecchio.
N.Jb.Geol.u.Paläont.,107,3, 1959

---: Über den Bau der Ligurischen Alpen II.
Der Flysch des Gebietes San Remo - Alassio.
N.Jb.Geol.u.Paläont.,110,2, 1960

---: Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin.
Geol.Rdsch.,50, 1960

---: Über den Bau der Ligurischen Alpen III.
Tektonik und Stellung der Flyschzone.
Z.D.G.G.,112, 1961

---: Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz.
N.Jb.Geol.u.Paläont.,Mh.,3, 1962

---: Alpen, Apennin und Dinariden.
N.Jb.Geol.Paläont., Mh.,9, 1962

---: Der Bauplan des Apennins.
N.Jb.Geol.u.Paläont.,Mh.,9, 1963

RIGO de RIGHI,F.: Olistostromi neogenici in Sicilia.
Boll.Soc.Geol.It.,LXXV,3, 1956

SACCO,F.: L'Appennino settentrionale (Parte centrale).
Boll.Soc.Geol.It.,10, 1891

---: Carta Geologica d'Italia. Foglio Pontremoli, F.84 della Carta al 1 : 100 000 dell'Istituto Geografico Militare.
R.Ufficio Geologico,1930-31

---: I problemi delle formazioni ofiolitifere delle Alpi e dell'Appennino.
Boll.R.Uff.Geol.It., LIX, 1934

SAMES,C.W.: Zur Geologie des Nordapennin im Raum Bedonia, Provinz Parma.
Diss. Freie Univ. Berlin, 1960

---: Beitrag zur Gliederung des Kreideflyschs zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin.
Geol.Jahrb.,81, 1963

SEGNINI,A.: Serie stratigrafica di Monte Losso.
Boll.Soc.Geol.It.,80,1, 1961

SEILACHER,A.: Geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.
Z.D.G.G.,105, 1953

---: Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion.
Journ.Geol.,70,2, 1962

SIGNORINI,R.: Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose.
Boll.Soc.Geol.It.,LXXV,3, 1956

SITTER,L.U.DE: Structural Geology.
New York 1956

SOCIETA' GEOLOGICA ITALIANA: Atti del Convegno Sociale sul tema: 'L' Argille scagliose ed i terreni in fazies di Flysch nell'Appennino'
Boll.Soc.Geol.It.,75,3, 1956

STAUB,R.: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Apennin und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas.
Eclogae Geol.Helv.,44, 1951

STEFANI,C.DE: Il bacino lignitifero di Borgotaro.
Boll.Uff.Geol.It.,26, 1895

STEINMANN,G.: Alpen und Apennin.
Mber.dt.geol.Ges.,59, 1907

---: Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen.
Compte Rd.XIV^{e} Congr.Geol.Int.,Madrid, 1926

TRICHMÜLLER,R.: Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Modena und Massa - Carrara.
Abh.Ges.Wiss.Göttingen,Math.-Phys.Kl.,III,H.13, 1935

TEN HAAF,E.: Significance of convolute lamination.
Geol.en Mijnbouw, 18.Jg., 1956

---: Graded beds of the Northern Apennines.
Diss.Univ.Groningen, 1959

TREVISAN,L.: Aspetti e problemi del complesso sedimentario delle argille scagliose ofiolitifere nei suoi affioramenti occidentali (Toscana Marittima e Liguria).
Boll.Soc.Geol.It.,75,3, 1956

TRÖGER,W.E.: Optische Eigenschaften und Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale.
in: FREUND,H.: Handb.d.Mikr.i.d.Technik.
Frankfurt a.M. 1955

WIJKERSLOOTH,P.DE: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas.
Geol.Inst.Amsterdam, 1934

ZANZUCCHI,G.: La Geologia dell'Alta Val Parma.
Mem.Soc.Geol.It.,Vol.IV, 1963

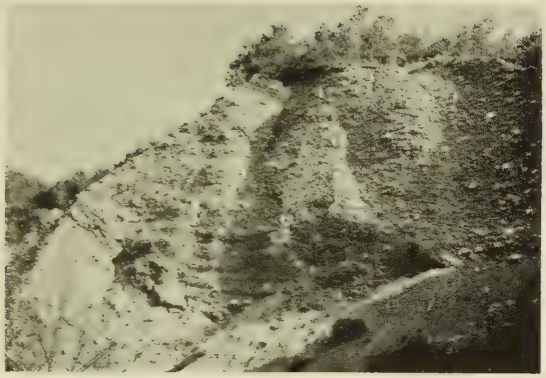


Abb.2 Typ I der Breccien-Serie

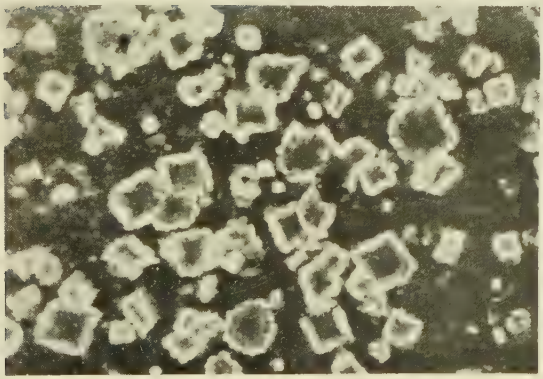


Abb.3 Albitneubildungen in Kalkbrocken der Breccien-Serie (60-fache Vergr.)

Abb.5 Schiefer und Kalkmergelbänke der Pontolo-Serie

Abb.6 Monte Piano-Mergel und Monte Barigazzo-Sandstein am M.Piano

Lebenslauf

Am 20. Januar 1936 wurde ich, Karl-Heinz Schulze, als Sohn des Kaufmanns Erich Schulze und seiner Ehefrau Frieda, geb. Völlert, in Berlin geboren.

Von 1942 - 47 besuchte ich die 14. Volksschule in Berlin-Lichterfelde und die Volksschule in Arendsee (Altmark). Anschließend erhielt ich meine Oberschulausbildung in den mathematisch-naturwissenschaftlichen Zweigen der Lilienthal-Schule und der Tannenberg-Schule in Berlin. 1956 legte ich die Reifeprüfung ab.

Im Sommerhalbjahr 1956 führte ich ein fünfmonatiges Praktikum im Eisenerzbergbau und im Erdölbetrieb durch.

Im Wintersemester 1956/57 studierte ich an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin im ersten Semester Geologie. Von 1957 - 58 war ich drei Semester an der Pädagogischen Hochschule Berlin immatrikuliert. Mit dem Wintersemester 1958/59 setzte ich mein Geologiestudium an der Freien Universität Berlin fort und beendete es im Juli 1964 mit der Diplomprüfung.

Während meiner Studienzeit leistete ich ein Praktikum im Kalibergbau ab.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren: M. Richter, G. Bischoff (Geologie), W.G. Kühne (Paläontologie), K.-H. Mehnert (Mineralogie), K.F. Jahr, P.W. Schenk, W. Lautsch, K. Ueberreiter (Chemie), H. Lassen (Physik), K. Vetter (Mathematik), W. Ulrich (Zoologie) und die Herren Dozenten: G. Jensch (Geographie), K. Kohler (Kristallographie), P. Giese (Angew. Geophysik), K.-J. Müller (Mikropaläontologie), H. Liedholz (Bodenkunde), K.-J. Reutter (Sedimentologie), A. Schneider (Angew. Photogeologie), G. Hahn (Stratigraphie) und G. Engel (Mathematik).